

# АЛМАЗОНОСНЫЕ ТУФОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ ТРИАСА АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ СИБИРИ

Граханов С. А., Проскурнин В. Ф., Петров О. В., Соболев Н. В.

## Аннотация

В арктической зоне Сибири открыты крупные проявления алмазов, которые сформированы в вулканокластических, осадочно-вулканокластических, вулканогенно-осадочных и осадочных породах верхов ладинского и основания карнийского яруса триаса. Они приурочены к Приморской минерагенической зоне, которая вдоль акватории моря Лаптевых трассируется от Западного Верхоянья до Восточного Таймыра. В этих отложениях впервые установлен своеобразный спектр алмазов, где среди округлых кристаллов I, II, V и VII разновидностей присутствуют индивиды с облегченным изотопным составом углерода и высокими концентрациями азота. Они по своим типоморфным особенностям не имеют аналогов в известных коренных источниках Якутии, но имеют полное сходство с таковыми в рэтских, раннеюрских, позднеюрских, раннемеловых, неогеновых и четвертичных промышленных россыпях и россыпных проявлениях, что предполагает формирование их за счет размыва триасовых источников.

Алмаз, месторождение, россыпь, триас, Арктическая зона Сибири.

## Ключевые слова:

Алмаз, месторождение, россыпь, триас

*Геология и геофизика, 2021, т.*

УДК 553.81:065.5:551.763(571.56)

*Статья посвящена рано ушедшим, но внесшим  
весомый вклад в изучении новых источников  
алмазов Арктики, нашим друзьям и коллегам  
д.г.-м.н. Смелову А. П. (ИГАБМ СО РАН)  
и к.г.-м.н. Егорову К. Н. (ИЗК СО РАН)*

## **АЛМАЗОНОСНЫЕ ТУФОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ ТРИАСА АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ СИБИРИ**

**С.А. Граханов<sup>1,4</sup>, В.Ф. Проскурнин<sup>1</sup>, О.В. Петров<sup>1</sup>, Н.В. Соболев<sup>2,3</sup>**

<sup>1</sup> *Всероссийский научно-исследовательский геологический институт*

*им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия*

<sup>2</sup> *Институт геологии и минералогии им. ак. В. С. Соболева, Сибирского отделения РАН,*

*Новосибирск, Россия*

<sup>3</sup> *Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2,*

*Россия*

<sup>4</sup> *АО «АЛМАР –АЛМАЗЫ АРКТИКИ», Якутск, Россия*

В арктической зоне Сибири открыты крупные проявления алмазов, которые сформированы в вулканокластических, осадочно-вулканокластических, вулканогенно-осадочных и осадочных породах верхов ладинского и основания карнийского яруса триаса. Они приурочены к Приморской минерагенической зоне, которая вдоль акватории моря Лаптевых трассируется от Западного Верхоянья до Восточного Таймыра. В этих отложениях впервые установлен своеобразный спектр алмазов, где среди округлых кристаллов I, II, V и VII разновидностей присутствуют индивиды с облегченным изотопным составом углерода и высокими концентрациями азота. Они по своим типоморфным особенностям не имеют аналогов в известных коренных источниках Якутии, но имеют полное сходство с таковыми в рэтских, раннеюрских, позднеюрских, раннемеловых, неогеновых и четвертичных промышленных россыпях и россыпных проявлениях, что предполагает формирование их за счет размыва триасовых источников.

*Алмаз, месторождение, россыпь, триас, Арктическая зона Сибири.*

### **ВВЕДЕНИЕ**

В пределах северо-восточной части Сибирской платформы известно более 700 кимберлитовых тел, локализованных в 15 полях палеозойского и мезозойского возрастов [Брахфогель, 1984; Зайцев, Смелов, 2010] (рис. 1) с очень низкой алмазоносностью, за

исключением трубки Малокуонапская, датированной U/Pb методом по циркону ( $226 \pm 6$  млн.л.) в Куранахском кимберлитовом поле [Lepkhina, 2008]. Содержание алмазов в этой трубке приближается к промышленному, а качество кристаллов высокое [Харькив и др., 1998]. На этой же территории открыты многочисленные крупные россыпные месторождения алмазов, преимущественно, четвертичного возраста и сосредоточено около 70% всех разведанных и прогнозируемых запасов россыпных алмазов Российской Федерации. Переотложенные четвертичные россыпи алмазов оторваны друг от друга на большие расстояния. Наиболее крупные россыпные месторождения находятся в Анабарском алмазоносном районе [Граханов и др., 2007; Подчасов и др., 2005; Vochneva et al., 2021] (см. на рис. 1 р. Эбелях).

Мезозойские отложения на северо-востоке Сибирской платформы развиты довольно широко. Они представлены осадочными образованиями триасовой, юрской и меловой систем. Высокопродуктивными являются отложения на границе ладинского и карнийского ярусов [Натапов и др., 1980; Граханов, Коптиль, 2003; Граханов и др., 2009; 2010б; Березнер и др., 2016]. Средней продуктивностью выделяются отложения рэтского яруса [Граханов и др., 2010 а]. К слабоалмазоносным следует отнести юрские и меловые отложения, последние установлены в карстовых воронках и эрозионно-карстовых депрессиях в бассейнах рек Анабар и Оленек [Граханов и др., 2007, 2013]. В пределах арктической зоны Сибири масштабной продуктивностью выделяется Приморская минерагеническая зона (рис.1), где в верхах ладина и основании карния установлены вулканокластические, осадочно-вулканокластические, вулканогенно-осадочные и осадочные образования кенгдейской и булкурской пачек, описанию алмазоносности которых и посвящена настоящая статья (рис. 1).

## **ИСТОРИЯ ОТКРЫТИЯ И ИЗУЧЕНИЯ ТРИАСОВОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ**

Впервые алмаз в карнийских отложениях верхнего триаса был найден в 1979 г. на острове Таас-Ары [Гогина, 1979]. В последующем (1980-1985 гг.) работами Ю.М. Сибирцева, Р.О. Галабалы, А.Ю. Егорова, В.В. Селивановой и многих других (НПО «Аэрогеология») был открыт Нижне-Ленский алмазоносный узел с высокой и ураганной алмазоносностью карнийских отложений на Булкурской антиклинали, средней и низкой продуктивностью ладинских образований Западного Верхоянья и кряжа Чекановского, проведены минералогические, стратиграфические и палеогеографические исследования, доказано, что коренные источники алмазов расположены в непосредственной близости [Натапов и др., 1980; Егоров и др., 1987; Селиванова, 1991].

Стратиграфические и литологические исследования триасовых отложений были выполнены новосибирскими учеными [Дагис, Казаков, 1984; Казаков и др., 2002].

В 1989-1990 гг. С.А. Грахановым и Н.И. Горевым («Якутскгеология») установлена алмазоносность базальных отложений карнийского яруса и современного аллювия (который формировался за счет размыва продуктивной пачки) на кряже Прончищева.

В 2004-2007 гг. большой объем биостратиграфических исследований триасовых отложений в нижнем течении р. Лена выполняли ученые ИНГГ СО РАН (А.Г. Константинов, Е.С. Соболев, А.В. Ядренкин) [Константинов и др., 2007].

С 2006-2013 гг. изучением алмазоносности триасовых отложений от Западного Верхоянья до мыса Цветкова было занято ОАО «Нижне-Ленское». В результате поисковых работ открыт новый Усть-Оленекский алмазоносный узел с ураганной продуктивностью карнийских отложений (С.А. Граханов, А.В. Черемкин, А.В. Ядренкин), установлены повышенные концентрации ювелирных алмазов в ладинских отложениях на кряже Чекановского (В.И. Павлов), найдены пиропы в основании осипайской свиты на мысе Цветкова на Восточном Таймыре, по всей минерагенической зоне проведены минералогические, петрографические, литологические исследования, и выполнено U-Pb датирование кимберлитовых цирконов, которое указывает на триасовый возраст коренных источников, фаунистическое обоснование основания ангардамтасского комплекса на участках Тумул и Булкур (определение Е.С. Соболева, А.М.Трущелева, А.М., Ядренкина А.В.) [Граханов, Ядренкин, 2007; Граханов и др., 2009, 2015а; Граханов, Смелов, 2011].

В 2010-2014 гг. геологами и учеными ОАО «Нижне-Ленское», ВСЕГЕИ, ИГАБМ СО РАН, ИГМ СО РАН, ИЗК СО РАН, ЦНИГРИ в ряде разрезов основания кенгдейской и булкурской пачек выделены прослои вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород объединенных в ангардамтасский комплекс [Граханов и др., 2010б; Проскурнин и др., 2012; Летникова и др., 2013; Госгеолкарта....., 2014].

На Восточном Таймыре мыса Цветкова геологами ВСЕГЕИ (В.Ф. Проскурнин, А.В.Гавриш) в разрезе пород нижнего триаса установлены мелкие секущие тела флюидно-эксплозивных брекчий со спутниками алмаза [Проскурнин и др., 2017]. Накоплен большой научный материал по особенностям минералов-спутников алмаза [Селиванова, 1991; Афанасьев и др., 1986, 2008, 2009; Граханов и др., 2007, 2009, 2010а,б, 2015а; Соболев и др., 2013б, 2018; Биллер и др., 2018; Николенко и др., 2018].

Типоморфные особенности алмазов из продуктивных триасовых горизонтов изучались в Амакинской экспедиции (аналитик В.И. Коптиль), НИГП АК «АЛРОСА» (аналитики В.И. Коптиль, Б.С. Помазанский), содержание азота измерялись в НИГП АК «АЛРОСА» (аналитик И.Н. Богуш) и в ИГАБМ СО РАН (аналитик А.Е. Молотков),

изучение пленок на кристаллах проводилось в ИГАБМ СО РАН (аналитик А.Д. Павлушин), определения изотопного состава углерода - в ИГМ СО РАН (аналитик В.Н. Реутский), химический состав включений в алмазах в ИГиГ СО РАН [Зинчук, Коптиль, 2003; Граханов, Коптиль, 2003; Граханов и др., 2007, 2015а,б; Павлушин и др., 2010, 2016]. Дополнительно определен химический состав более 400 минеральных включений в алмазах северных россыпей в ИГМ СО РАН [Sobolev et al., 1999, 2009; Shatsky et al., 2014, 2015].

В настоящее время на западном склоне Булкурской антиклинали Арктическая горная компания производит поисково-оценочные работы.

## **ГЕОЛОГИЯ ВЫСОКОПРОДУКТИВНЫХ АЛМАЗОНОСНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ПРИМОРСКОЙ МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ**

Особенностью Приморской минерагенической зоны (рис.1), протягивающейся вдоль акватории моря Лаптевых от Западного Верхоянья до Восточного Таймыра, является ее приуроченность к зоне сочленения Восточнотаймырско-Оленекской позднекиммерийской складчатой системы верхоянид с Быррангской раннекиммерийской складчатой системой таймырид в обрамлении Сибирской платформы. Общим геологическим потенциально алмазоносным процессом для северного складчатого обрамления Сибирской платформы явилось проявление тектоно-магматических деформаций платформенных осадков на рубеже ладинско-карнийского веков в позднем триасе.

С этим этапом в пределах Таймыра и Сибирской платформы связано внедрение раннемезозойских малых интрузий пестрого состава [Соболев, 1937, Моор, 1941; Равич, Чайка, 1959; Беззубцев и др., 1986; Погребицкий, 1971; Гулин, 1970; Золотухин, 1990; Романов, 2002; Верниковский и др., 2001; Проскурнин и др., 2010; Проскурнина и др., 2019 и др.]: от шрисгеймитов, шонкинитов, монцогаббро до умереннощелочных и щелочных сиенитов, граносиенитов и гранит-порфиров, от калиевых лампрофиров, лампроитов до альнеитов и лампрофиров камптонит-мончикитового ряда, «коровых» карбонатитов и кимберлитов раннемезозойского возраста. В пределах Восточнотаймырско-Оленекского региона в последние годы установлены проявления триасового базальт-дацитового вулканизма на р. Чернохребетной, трубки основного состава на кряже Прончищева и широкое развитие дайкового умереннощелочного феррогаббродолеритового комплекса [Госгеолкарта..., 2013].

В составе отложений карнийского горизонта описаны алмазоносные туффиты [Граханов и др., 2010б], часть из которых выделена в дальнейшем в ангардамтасский

вулканический алмазоносный гидроэксплозивнообломочный комплекс, слагаемый лапиллиевыми туфами, ксенотуфами, туффитами ультрамафитов [Проскурнин и др. 2012], возможно, кимберлитов [Госгеолкарта..., 2014] или лампроитов [Летникова и др., 2013], формирование которых проходило при активной роли фреатомагматических процессов. На мысе Цветкова установлены мелкие инъективные тела флюидно-эксплозивных брекчий со спутниками алмаза [Проскурнин и др., 2017, 2021]. На северо-востоке Сибирской платформы раннекиммерийской тектоно-магматический этап проявлен в формировании потенциально-промышленной кимберлитовой трубки Малокуонапская, слабоалмазоносных трубок Куранахского и Лучаканского полей.

**Ангардамтасский вулканический алмазоносный комплекс** выделен из состава кенгдейской пачки ладинского яруса и осипайской свиты (булкурская пачка) карнийского яруса и закартирован в пределах участков от Западного Верхоянья до кряжа Прончищева, где он образует маломощные тела, не выдержанные по простиранию [Госгеолкарта..., 2014] (рис. 2).

На основании реликтовых структурных особенностей выделены несколько петрографических разновидностей измененных эксплозивнообломочных пород [Граханов и др., 2010а,б; Проскурнин и др., 2012], среди которых доминируют пепловые псаммито-алевритовые туфы и литовитрокластические мелколапиллиевые туфы, различающиеся размерностью сцементированной тефры, но не имеющие принципиальных различий в составе литокластического материала. В цементе отмечается также ксеногенный материал (0,5-5%), представленный оскольчатými кварцем и плагиоклазом. Помимо туфов, в составе комплекса по мере удаления от них по простиранию контакта осипайской и олимпийской (усть-оленекской) свит (граница среднего и верхнего триаса) выделены ксенотуфы, иногда с обломками древесины, и туффиты. Рассматриваемый переход пород в ангардамтасском комплексе характеризует смену эксплозивнообломочных вулканокластических пород осадочно-вулканокластическими. Вулканогенно-осадочные туфопесчаники и туфоалевролиты относятся уже к осипайской свите или кенгдейской пачке. В целом они с ангардамтасским комплексом образуют осадочно-вулканокластическую ассоциацию.

Триасовые алмазоносные образования имеют широкое распространение от Восточного Таймыра до Западного Верхоянья и, как правило, обнажаются в ядрах антиклинальных складок. В пределах севера Сибирской платформы самое масштабное обнажение осипайской свиты расположено на м. Цветкова Восточного Таймыра. Выходы алмазоносного основания осипайской свиты установлены на мысе Тумул (дельта р. Оленек), мысе Улахан-Крест (Оленекский залив), в среднем течении левого притока р.

Лена - р. Булкур и на острове Таас-Ары (устье р. Лена). Представлены они вулканомиктовыми аргиллитами, алевролитами, песчаниками, конгломератами, туфопесчаниками, туфоалевролитами. Продуктивные базальные отложения осипайской свиты карнийского яруса залегают на среднетриасовых ладинских континентальных песчаниках туус-балыкской пачки или, реже, на образованиях кенгдейской пачки. Туус-балыкскую пачку ладина слагают толстоплитчатые серые кварцевые песчаники с массой обугленных растительных остатков. Пачка песчаников хорошо выражена в рельефе куэстообразными грядами и, напротив, осипайская свита, преимущественно сложенная аргиллитами, эродирована и создает отрицательные формы. Для триасовых отложений района характерно ритмичное строение, нижняя трансгрессивная часть, представленная морскими аргиллитами и алевролитами, и верхняя часть – регрессивная – алевролитами и песчаниками прибрежно-морского - лагунно-континентального генезиса. На границе ритмов отмечаются поверхности размыва, фиксируемые горизонтами гравелитов, реже конгломератов [Дагис и др., 1984; Казаков и др., 2002]. Мощность осипайской свиты варьирует от 3-9 до 60 м. Наибольшая мощность свиты наблюдается в стратотипе (р. Осипа, Таймыр) - 60 м, в Лено-Оленекском районе - 3-9 м, в Нижнеленском районе - до 25 м.

**Кенгдейская алмазоносная пачка**, относимая к ангардамтасскому комплексу, выделена на западном склоне Хараулахского антиклинория в бассейне р. Кенгдей и на участке Ангардам-Таса кряжа Чекановского в бассейне р. Кенгдей-Юряге геологами НПО «Аэрогеология» и была отнесена к ладинскому ярусу [Егоров и др., 1987; Березнер и др., 2016]. Тем самым, было обозначено два продуктивных горизонта в триасе – ладинский и карнийский, однако фаунистически алмазоносная пачка ладина была охарактеризована слабо. В настоящее время нет единого мнения по возрасту этой пачки. В 2004 г. разрез триаса на западном Верхоянье изучался учеными ИНГГ СО РАН. На участке Ольховый, выше туфогенно-осадочного алмазоносного основания кенгдейской пачки, была найдена фауна двустворчатых моллюсков и аммоноидей, соответствующая самым нижним слоям карнийского яруса [Константинов и др., 2007]. Однако обоснований для выделения как стратиграфического подразделения, так и вулканического комплекса недостаточно и необходимы дополнительные петролого-стратиграфические исследования.

Разрез кенгдейской пачки был детально описан в отчетах НПО «Аэрогеология».

На континентальных песчаниках позднего ладина залегают плитчатые (плитки по 2-3 см) гравелиты (в дальнейшем эти породы авторами диагностированы как лапиллиевые туфы), лептохлоритовые черного и темно-серого цвета (рис. 2Б). Гравий (лапилли) идеально окатан, размером 2-3, реже 5-7 мм в диаметре; встречается единичные мелкие

(до 2 см) «галльки». И «гравий и галлька» часто несут с поверхности зеркальную корочку загара. Состав однообразен - лептохлоритовый. Часто встречаются небольшие обломки окаменевшей древесины. Содержат минералы-индикаторы кимберлиов (МИК) и алмазы. Вскрытая мощность – 6 м. Выше залегают песчаники морские темно-зеленые мелкозернистые, тонко- и среднеплитчатые, с единичными мелкими (5-10 см) конкрециями известковистых песчаников, линзами игл морских ежей мощностью до 10 м. В кровле кенгдейской пачки залегают песчаники континентальные, светло-зеленовато-серые, грубо- и среднеплитчатые, с растительным детритом мощностью до 13 м. Суммарная мощность кенгдейской пачки на кряже Чекановского в бассейне р. Кенгдей-Юрях - 29 м.

В пределах западного крыла Хараулахского антиклинория и восточного крыла Булкурской антиклинали мощность кенгдейской пачки варьирует от 2,5 м (остров Таас-Ары) до 30 м (притоки р. Кенгдей) [Константинов и др., 2007]. Она сложена зеленовато-серыми песчаникам и алевролитами в основании с прослоем туффитов мощностью 0,1-0,5 м. По туффитам развита линейная кора выветривания (оолиты боксита, 0,5x0,5 мм), за счет чего порода приобрела красновато-коричневый цвет. В слое содержатся МИК и алмазы.

**Булкурская алмазоносная пачка** ангардамтасского комплекса изучена на кряже Прончищева, Оленекском заливе, кряже Чекановского и, наиболее детально, на западном и восточном крыльях Булкурской антиклинали (рис.3).

Булкурская пачка залегает на континентальных песчаниках туус-балыкской или кенгдейской пачек ладинского яруса (рис. 2). В разрезе т.н. БГ1 (разрез 4, рис. 1) основание алмазоносной пачки слагает слой ксенотуфов мощностью 0,2 м (рис. 4А). Ксенотуфы слаболитифицированные, участками литифицированные, буровато-коричневые, средне-крупнообломочные, с иллитовым и шамозитовым гравием. Среди ксенокластов, преимущественно круглой не уплощенной формы преобладают кислые и средние породы. В породе визуальнo фиксируются крупные пиропы. В кровле ксенотуфов был вскрыт прослой (линза) выветрелых базальтов мощностью 15-20 см. По описанию Л.И. Лукьяновой (ВСЕГЕИ), в породе зональный плагиоклаз часто замещается смешанно-слойнными минералами (сапонит, нонтронит??). В плагиоклазе часто встречаются включения измененного оливина (также типа сапонита, возможно и отдельные сростки оливина). Часть породы не раскристаллизована, апостекловатая масса замещена глинистым материалом.

Выше залегают линзовидные прослой темно-серых мелкозернистых толстоплитчатых туфоалевролитов мощностью 0,1-0,2 м. Туфоалевролиты очень плотные,



толстоплитчатые с ровными поверхностями напластования с четкими нижним и верхним контактами (рис. 4А). Порода содержит невысокие концентрации пиропов. Верхнюю часть разреза булкурской пачки составляют черные блестящие и темно-серые мелколапиллиевые ксенотуфы (рис.4А, 4Б) с лапиллями черного шамозита и мелкими округлыми зернами иллита, на которых видны трещины усыхания. В породе фиксируются уплотненные ксенолитокласты песчаников и алевролитов. Реже встречается ксенолитокласты кислых эффузивов и андезитов. В средней части залегает прослой буровато-черных, буровато-коричневых туффитов, где количество обломков кислых и средних пород увеличивается. Мощность лапиллиевых туффитов варьирует от 0,3 до 0,7 м, в среднем составляя 0,4 м.

Перекрывает булкурскую пачку слой мощностью 2,0 м темно-серых туфоалевропесчаников с тонкими линзами туфогравелитов на которых залегают органогенные алевролиты осипайской свиты с многочисленной карнийской фауной (рис. 2). Туфоалевропесчаники до настоящего времени не опробованы и не изучены, поэтому нельзя исключать их потенциальную алмазоносность.

При проходке канавы БГ1 в подстилающих породы ладинских песчаниках установлены вертикальные округлые полости. Когда в канаве была расчищена кровля ладинских песчаников то сразу обособилась локальная структура «взрывного» характера с пластами, задранными от ее центра и интенсивной концентрической трещиноватостью (рис. 4В). Вся полость была выполнена пелитовыми туфами –псефитовыми ксенотуфами. При этом заполнение наблюдалось и в межпластовом пространстве ладинских песчаников. Кровля ладинских песчаников разбита серией тектонических трещин. Некоторые трещины «сухие», но, чаще всего, залечены туфовым материалом, аналогичным, заполняющим вертикальную полость (рис. 4Г). Видимого смещения по системе субширотных трещин не фиксируется. Наблюдаются следы гидротермальной деятельности. На плоскостях отдельных трещин видны кальцитовые щетки. Тектоническое смещение фиксируются по разлому, который проходит через «взрывную структуру». Заполняющий полость и трещины туфогенный материал характеризуется ураганскими концентрациями МИК и алмазов.

Продуктивный пласт булкурской пачки выделяется сложным составом и фациальной изменчивостью. Весьма изменчива и его мощность. По данным бурения Арктической горной компании средняя мощность варьирует от 0,1 до 1,4 м, в среднем составляя 0,5 м, а по данным горных работ средняя мощность варьирует от 0,2 до 2,2 м, в среднем - 1,0 м (буровые и горные работы производились на разных участках).

В составе туфогенного материала булкурской пачки встречаются вулканические бомбы (рис. 4Ж) и миндалины кальцита (рис. 4З). По устному сообщению Т.Г. Шумиловой (ИГ Коми НЦ УрО РАН), изучавший кальцит из миндалин, в них установлены кристаллы

графита с включениями рутила и анатаза. Данные изотопного состава углерода и кислорода карбонатов указывают на их аномально тяжелый состав  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} \pm 1\sigma = 12,3-13,4$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} \pm 1\sigma = 22,3-22,8$ .

### **ВОЗРАСТ АНГАРДАМТАССКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА**

В explosивно-обломочных и осадочно-вулканокластических породах ангардамтасского комплекса находки фауны редки [Егоров и др., 1987; Константинов и др., 2007]. Обильная карнийская фауна установлена в прибрежно-морских туфоконгломератах мыса Тумул [Граханов и др., 2009]

Из туфогенного основания ангардамтасского комплекса были сделаны определения абсолютного возраста [Граханов, Смелов, 2011; Граханов и др., 2015б]. Возраст определялся как кимберлитовых, так и детритовых цирконов (первые отличаются более крупными размерами и изометричными формами). Все кимберлитовые цирконы дали мезозойский возраст, причем обозначились две фазы: среднетриасовая - ладинская и верхнетриасовая – карнийская, а возраст гальки (ксенолитов) ранне-среднетриасовый (табл. 1), что хорошо согласуется с раннемезозойским этапом проявленности кимберлитового вулканизма на северо-востоке Сибирской платформы [Брахфогель, 1984], свидетельствует об унаследованности более молодых мезозойских и кайнозойских россыпей и подтверждает ранее полученные данные возраста прогнозируемого коренного источника четвертичных промышленных россыпей [Дэвис и др., 1980; Агашев и др., 2004].

#### Таблица 1 (Supplementary)

Из проб алмазоносных гравелитов с левобережья р. Булкур U-Pb изотопным датированием цирконов получен возраст в интервале 234-236 млн. лет [Летникова и др., 2013]. Дополнительные данные U-Pb датирования 116 мегакристов цирконов подтверждают их триасовый возраст в интервале (247 – 202 млн.л.), соответствующий возрасту внедрения триасовых кимберлитов [Skuzovatov et al., 2021].

Новейшие данные по U-Pb датированию цирконов, полученные в результате совместных исследований с университетом Маккуори (Австралия) мегакристаллов циркона (n = 48) из аллювия рч. Холомолох (приток р. Эбелях), были обработаны с использованием генетических классификационных схем [Belousova et al., 2002]. В результате сделан вывод, что 32 циркона генетически связаны с карбонатитами, а 16 образцов – с кимберлитами [Мальковец и др., 2021]. Таким образом, алмазы из россыпей Эбеляха вероятнее всего имеют полигенные коренные источники и могут быть связаны, учитывая палеозойский возраст алмаза V разновидности (334±64 млн.л.), определенный

U-Pb методом по рутилу [Афанасьев и др., 2009], с полихронным и многоэтапным среднепалеозойским и мезозойским кимберлитовым и щелочно- ультраосновным магматизмом [Мальковец и др., 2021; Agashev et al., 2008; Griffin et al., 1994; Logvinova et al., 2019a,b; Malkovets et al., 2016; Schmitt et al., 2019; Sun et al., 2018].

## **ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕОХИМИЯ ПОРОД АНГАРДАМТАССКОГО КОМПЛЕКСА**

Проведенные петрографические исследования пород ангардамтасского комплекса позволяют отнести их к взрывообломочным (туфам, ксенотуфам) и осадочно – вулканокластическим (туффитам) образованиям. Основные петрографические и петрогеохимические описания продуктивных пород ангардамтасского комплекса выполнены А.П.Смеловым в ИГАБМ СО РАН; К.Н. Егоровым в ИЗК СО РАН; Н.П. Виноградовой и М.В. Наумовым в ФГБУ ВСЕГЕИ; Е.Ф. Летниковой в ИГМ СО РАН; Ю.Ю. Голубевой в ЦНИГРИ и ранее частично опубликованы [Граханов и др., 2010а,б; Проскурнин и др., 2012; Летникова и др., 2013 и др.].

В результате петрографического изучения разрезов вулканогенных обломочных и осадочно-вулканокластических пород кенгдейской и булкурской пачек (с востока на запад, рис. 1) было установлено, что на хребте Туора-Сис, бассейн р.Улахан-Алджархай, правый приток р. Лена (разрез 9 на рис. 1) в основании булкурской пачки залегают туффиты с кальцит-хлоритовым цементом, пирокластический материал представлен лапиллями андезибазальтового состава (?) с реликтово-афанитовой структурой. В булкурской пачке на р. Хатыстаах, лев. пр. р. Лена (разрезы 4, 10 на рис. 1), и кенгдейской пачке участков Ангардам-Таса кряжа Чекановского и Ольховый западного Верхоянья (разрезы 1, 2 на рис. 1) описаны мелколапиллиевые средне-крупнообломочные и псефитовые туфы на стекловатом филлосиликатном цементе с большими размерами лапиллиевых обособлений (1-6 мм) и присутствием трещиноватых зерен пиропов неправильно-изометричной формы (трещины залечены агрегатно-зеленым хлоритом и мелкозернистым кальцитом). На мысе Улахан-Крест, что в Оленекском заливе моря Лаптевых (разрез 5 на рис. 1) в основании карния залегают туффиты и пирокластический материал представлен лапиллями андезибазальтового (?) состава. На мысе Тумул (дельта р. Оленек, разрез 6, на рис. 1) продуктивное основание осипайской свиты сложено конгломератами с органогенным детритом на кальцитовом цементе с реликтами пирокластического материала [Граханов и др., 2009]. На кряже Прончищева, в верховьях р. Урасалаах (т.н. 7 на рис. 1) основание карнийского яруса представлено лапиллиевыми туффитами основного (?) состава на кальцит-хлорит-цеолитовом цементе. На мысе Цветкова (разрез 8 на рис. 1) в основании карнийского яруса выходят конгломераты, сцементированные песчаниками

полевошпатово-кварцевыми разнозернистыми на глинисто-кальцитовом цементе, с сульфидной минерализацией и массой органического детрита.

Среди вулканогенных эксплозивнообломочных и осадочно-вулканокластических пород ангардамтасского комплекса, а также вулканогенно-осадочных отложений осипайской свиты выделены псаммито-алевритовые, лапиллиевые туфы, ксенотуфы (содержат до 50 об.% эксплозивных ксенокластов), туффиты (с примесью до 50% осадочного материала), туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты. Туфы, ксенотуфы, туффиты (рис. 5) изучены наиболее детально, поскольку являются продуктивным горизонтом алмазов ангардамтасского комплекса.

Характерной особенностью туфов изученных участков являются измененные зональные лапилли, составляющие до 5–20% объема туфов и близкие подобным образованиям (по М.В. Наумову, ВСЕГЕИ), описанным для диатремовых фаций кимберлитов Лесото [Mitchell, 1997]. По мнению А.П. Смелова, текстурно-структурные особенности туфов с западной части Булкурской антиклинали аналогичны лапиллевым туфам лампроитов трубки Аргайл.

Вследствие интенсивного изменения тонкодисперсного вулканокластического материала, первичные силикаты вулканогенного протолита псевдоморфно замещены смесью вторичных филлосиликатов, в которой, согласно данным рентгеноструктурного анализа [Проскурнин др., 2012], преобладают септешамозиты (преимущественно бертьерин) и септешамозиты (ферриамезит), клинохлор, с примесью клинохризотила, нонтронита, бемита, вермикулита. Рудные минералы разложены с образованием агрегатов лейкоксена, ильменита, анатаза, гетита, маггемита, гематита, марказита. На западном склоне Булкурской антиклинали было установлено [Граханов и др., 2010а,б], что основная масса лапиллей сложена агрегатом тонкокристаллического шамозита. В последнем установлены реликты таких минералов, как высокоглиноземистый ромбический пироксен, а также ограненные зерна хромшпинелида, сростки рутила и пикроильменита. В подчиненном количестве присутствуют глауконит, анальцим, гидрогетит, кальцит, возможны псевдоморфозы иллита по калиевому полевому шпату

**Петрогеохимические особенности** лапиллиевых туфов, ксенотуфов и туффитов рассмотрены ранее для районов Булкурской антиклинали [Граханов и др., 2010а,б; Летникова и др., 2013] и хр. Ангардам-Тас [Проскурнин и др., 2012]. Химический состав лапиллиевых туфов характеризуется резко повышенными содержаниями алюминия и железа и низкими – магния, кальция. По сравнению с типичными песчаниками туфы, ксенотуфы и туффиты ангардамтасского комплекса имеют повышенные содержания сидерофильных (Cr, Fe), высокие – халькофильных (Cu, Zn, Sb) элементов и обеднены

литофилами (Y, REE, Nb, Ta, Rb, Th, U). Кроме того, они характеризуются аномально высокими содержаниями Sr, Ba, As, Li. Пониженные содержания Ni, Co в туфах обусловлены, видимо, полным разложением в них оливина и выносом этих элементов совместно с магнием. Низкие содержания MgO, CaO связываются с формированием вулканических пород в подводных условиях, их тотальным выносом и замещением водными филлосиликатами с обогащением пород железом и глиноземом. Петрогеохимическая специфика вулканических пород ангардамтасского комплекса, отсутствие значимых признаков переноса как алмазов, так и индикаторных минералов (пирропа, пикроильменита, магнезиохромита) кимберлитов позволяет косвенно оценить состав гипотетического вулканического источника как умереннощелочной базит-ультрабазитовый, возможно кимберлитовый [Граханов и др., 2010б; Проскурнин и др., 2012; Госгеолкарта..., 2014]. Присутствие в обломках гравелитоподобных пород сильно измененных ультраосновных пород с флогопитом, парагенезис калиевого полевого шпата, клинопироксена, биотита и хромита при полном отсутствии плагиоклаза дало основание [Летникова и др., 2013] связать источник рассматриваемой вулканической деятельности с трахитами лампроитовой серии. Безусловно, определение первичного состава алмазоносных магматитов требует дополнительного сбора фактического материала и продолжения исследований.

### **МИНЕРАЛОГИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД АНГАРДАМТАССКОГО КОМПЛЕКСА.**

Минералогия алмазоносных пачек ангардамтасского комплекса имеет большое сходство. В составе легкой фракции осадочно-вулканогенных пород основания кенгдейской пачки кряжа Чекановского (разрез 2, рис. 1) преобладают, гидрослюда, хлорит и вулканическое стекло, отдельные прослои содержат значительное количество карбоната. Содержание плагиоклаза варьирует от 0,0 до 7,0 %, а кварц в породе практически отсутствует. В аналогичных по возрасту туфогенно-осадочных образованиях западного Верхоянья хлорит и гидрослюда отсутствуют, а доминирует кварц (48,3%), при значительной доле карбоната. В составе тяжелой минеральной фракции основания кенгдейской пачки участка Ольховый (разрез 1, рис. 1) много лимонита, в меньшей доле присутствует ильменит и магнетит, в большем количестве встречаются пирроп, пикроильменит и хромшпинелид.

В качестве главных минералов индикаторов кимберлитов в настоящей работе рассматриваются пирроп, пикроильменит и хромшпинелид.

Если пироп и Mg-Fe-Ca гранаты полностью рассматриваются как связанные с кимберлитом и глубинными метаморфическими породами [Соболев, 1964; Тычков и др., 2018], то пикроильмениты и, в особенности, хромшпинелиды могут быть преимущественно связаны и с другими источниками [Шамшина, 1986; Шпунт, Шамшина, 1989; Николенко и др., 2018; Соболев и др., 1975, 2009, 2013, 2018]. Для разбраковки хромшпинелидов требуется дополнительное изучение содержания примесных элементов, преимущественно Ni и Zn [Griffin et al., 1993; Vernier et al., 2022].

В основании кенгдейской пачки содержится вся гамма минералов-индикаторов кимберлитов. При этом их концентрации в западном Верхоянье на два порядка выше, чем на кряже Чекановского. Если на участке Ольховый содержание пироба и пикроильменита в пробе объемом 20 л превышает тысячи знаков, то в бассейне Кенгдей-Юряге (рис. 1), в этом же объеме, содержание этих минералов не достигает десяти знаков. Содержание хромшпинелидов в западном Верхоянье также в десять раз выше. Среди минералов-индикаторов кимберлитов более окатаны индивиды кряжа Чекановского, для пиробов этих участков также характерно более высокое содержание лиловых разностей и очень мало оранжевых - эклогитовых парагенезисов, неустойчивых при транспортировке.

Детальное изучение минералов-индикаторов кимберлитов из основания кенгдейской пачки Западного Верхоянья, позволило сделать вывод о близком положении подводящих кимберлитовых каналов. Основанием для этого послужило постоянное присутствие знаковых содержаний хромдиопсидов на всем протяжении выходов кенгдейской пачки; слабая сортировка МИК; включения в гранатах и клинопироксенах; реликты келифитовых кайм на пиробах и реакционные каймы на пикроильмените; трещиноватые зерна пиробов с келифитовыми замещениями по трещинам; сростки минералов и присутствие агрегатных пикроильменитов [Селиванова, 1991]

В составе минералов тяжелой и легкой фракции алмазонасной булкурской пачки наиболее распространенным является хлорит, его доля по отдельным пробам достигает 90-99%. Среднее содержание хлорита по участкам Булкур, Хатыстах, Улахан-Альдjarхай и др. (разрезы 3, 4, 5, 9, 10, 11, рис. 1) превышает 50%. Естественно, что в разрезах, где преобладает осадочная компонента, доля хлорита мала – на участке Тумул (разрез 6, рис.1), на мысе Цветкова (разрез 8, рис. 1) он отсутствует, а на переходном к осадочным породам разрезе участка Урасалаах (разрез 7, рис. 1) существенно уменьшается. В свою очередь в этих разрезах основными минералами тяжелой фракции являются лимонит, пирит и магнетит. Для туфов и туффитов характерно повышенное содержание титановых минералов – рутила, анатаза и лейкоксена, так на участке Булкур (т.н. БГ1, рис.1), сумма этих минералов превышает 50%.

Были отобраны и изучены литологические пробы из основных разрезов вулканогенно-осадочных пород основания карнийского яруса, включая подстилающие и перекрывающие отложения по опорным разрезам от хр. Туора-Сис до м. Цветкова (Таймыр). Результаты анализов показали, что вулканиды четко отбиваются от осадочных пород по содержанию кварца, хлорита, гидрослюд, плагиоклаза, карбонатов (рис. 6), тем самым разделяясь на туфы, туффиты, туфогравелиты, осадочные гравелиты и конгломераты, содержащие небольшую примесь туфогенного материала и без нее.

По площади яркими признаками неперемещенных и не переотложенных туфогенных пород выделилась Булкурская антиклиналь, где в породах минимальна примесь кварца и максимальные концентрации гидрослюд, хлорита и вулканического стекла. Небезинтересно отметить, что в туфах и туффитах Булкурской антиклинали довольно редка фауна, которая изобилует в типично прибрежно-морских разрезах (мыс Тумул, мыс Цветкова, рис. 1). В этих разрезах резко возрастает доля кварца или карбоната.

Минеральный состав тяжелой фракции туфогенных пород основания булкурской пачки является уникальным по содержанию, широкому спектру цветовых разновидностей пиропов, а также содержанию хромшпинелидов, пикроильменита и рутила. В составе тяжелой фракции туфов доминируют минералы-индикаторы кимберлитов, их содержание превышает половину веса тяжелой фракции. Среди них господствует пироп, в меньшей доле фиксируются хромшпинелид и пикроильменит. В составе тяжелой фракции необычно высока доля рутила, анатаза и лейкоксена, содержание которых имеет прямую корреляционную связь с концентрациями пиропов и алмазонасностью отложений.

Максимальные концентрации пиропов отмечаются в туфах и туффитах Булкурской антиклинали (участок Булкур: БГ1 – 23,1 тыс. зн./20 л, ПГ2 – 23, 7 тыс.зн/20 л; Таас-Ары: 5028 – 31,6 тыс. зн. /20 л; Улахан-Алджархай: 5007 – 22,9 тыс. зн/20 л) и в туффитах кряжа Прончищева, где в одной пробе эта цифра достигла 39,0 тыс. зн/20 л. По своим типоморфным особенностям пиропы из туфов и туффитов Булкурской антиклинали приближаются к таковым из коренных источников (табл.2) [Афанасьев и др., 1986, 2008].

#### Таблица 2 (Supplementary)

Среди пиропов присутствуют зерна всех цветовых разновидностей. Максимальные содержания оранжевых пиропов отмечено в туфах Булкурской антиклинали (рис. 7А). В туфогенных породах, где начинает появляться и доминировать осадочная компонента, доля оранжевых индивидов заметно падает. Оранжевые пиропы являются самыми неустойчивыми в условиях гипергенеза и их доля заметно сокращается в зависимости от удаленности коренного источника, а число высокохромистых красно-фиолетовых разновидностей накапливается. В этом случае опять выделился Оленекский залив, где

преимущественно развиты осадочные и туфогенно-осадочные породы (разрезы 5, 6 на рис. 1). Установлена четкая закономерность уменьшения износа пиропов с востока на запад и с запада на восток к Булкурской антиклинали (рис.7Б). В туфах западного склона Булкурской антиклинали пиропы не окатаны, на части зерен фиксируются келифитовые и хлоритовые каймы.

Содержание пиропов алмазной ассоциации дунит-гарцбургитового парагенезиса постоянное, но невысокое и редко превышает 1-2 % (табл. 3) [Соболев, 1971; Соболев и др., 1969; Sobolev et al., 1973]. В северной части западного склона Булкурской антиклинали, где установлены алмазоносные туфы в основании карнийского яруса, отмечаются максимальные содержания эклогитовых гранатов (разрез 3 на рис. 1). Среди них значительна доля (12,5%) гранатов эклогитового парагенезиса с примесью  $MnO > 0,5$  мас.%, что характерно для высокоалмазоносных пород [Соболев и др., 2013а].

#### Таблица 3 (Supplementary)

Распределение пикроильменита и хромшпинелида в вулканогенно-осадочных породах осипайской свиты крайне неравномерное, причем содержание первого в ряде разрезов составляет единичные знаки, а второго в пробе объемом 20 л превышает тысячи знаков [Граханов и др., 2010а,б], что убедительно подчеркивает примесь из других источников [Шпунт, Шамшина, 1989; Николенко и др., 2018].

Максимальные концентрации пикроильменита тяготеют к западному склону Булкурской антиклинали, причем крайне неравномерно. Например, на участке Булкур в т.н. БГ1 (рис. 1) пикроильменит практически отсутствует, тогда как в т.н. ПГ2 (рис. 1), расположенной в 8 км, его концентрации достигают несколько сотен знаков в пробе объемом 20 л. Ураганные концентрации хромшпинелида типичны для кряжа Прончищева и Булкурской антиклинали, где содержание этого минерала в шлиховой пробе превышает тысячи знаков. Зерна пикроильменита и хромшпинелида из туфов Булкурской антиклинали неизношены. На многих зернах фиксируются примазки лейкоксена и анатаза.

В целом, подводя итог по характеристике МИК, можно сказать, что минеральный состав тяжелой фракции туфов на северном фланге западного крыла Булкурской антиклинали уникален по ураганному содержанию пиропов и хромшпинелидов с полным отсутствием каких-либо следов механического износа или гипергенного растворения. Концентрация пиропов и хромшпинелидов достигает в изученных пробах 50 % и более от общего веса минералов тяжелой фракции породы (табл.4).

#### Таблица 4 (Supplementary)

Пироп встречается в тяжелой фракции туфов во всех классах крупности, повышенное количество характерно для класса +0.5 мм и +0.25 мм, такое распределение



типично и для кимберлитов. Он представлен преимущественно обломками и осколками трещиноватых зерен с поверхностями протосколов, на которых отмечается тончайший микрорельеф магматического растворения. Следов гипергенных преобразований (кубоидного и дислокационного типа растворения) на поверхности зерен пироба не наблюдается. На единичных зернах отмечаются фрагменты келифитовых кайм травяно-зеленого цвета, эмалевидного блестящего облика [Селиванова, 1991; Граханов и др., 2010а,б].

Пиробы характеризуются полным спектром цветовых разновидностей: от желтых, оранжевых до темно-фиолетовых разновидностей. Причем содержания предположительно гранатов эклогитового парагенезиса желтой и оранжевой окраски в туфах могут достигать 30-35 % от общей массы гранатов.

Среди хромшпинелидов размером от 0,2 до 1,5-2,0 мм встречены следующие морфологические разновидности: 1 - плоскогранные, остросеберные октаэдры; 2 - мириэдрические кристаллы, оформленные многочисленными вицинальными гранями, придающими кристаллу округлую форму; 3 - кристаллы переходного типа октаэдр-мириэдр и 5 - обломки и осколки неправильной и неопределенной формы. На поверхности отдельных кристаллов отмечаются признаки магматической коррозии, некоторая часть хромшпинелидов имеет гладкую блестящую поверхность. Хромшпинелидов со следами гипергенной трещиноватости или механического износа не наблюдается.

Обобщая опубликованные материалы по алмазным месторождениям Мира, еще в конце тридцатых годов 20-го века В.С. Соболев привел краткую, но вместе с тем, исчерпывающую характеристику пироба. Он писал: «Особенный интерес представляет красный магнезиальный гранат-пироп (с содержанием около 30% алмандиновой молекулы и до 5%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ), являющийся типичным спутником алмаза как в кимберлитах, так и в россыпях». Эта характеристика пироба, прямо указывающая на его особую роль типичного спутника алмаза [Wagner, 1914; Williams, 1932], опубликована [Соболев, 1951], за три года до открытия Якутских кимберлитов, в книге, изданной Госгеолиздатом, содержащей основную часть специального отчета, хранящегося в фондах ВСЕГЕИ с 1941 года. Комментируя многолетние усилия геологов по поискам алмазных месторождений на Сибирской платформе по методике, использованной при поисках россыпей алмаза на Урале, В.С. Соболев писал: «Настоящий успех был достигнут тогда, когда обратились к старому классическому приему, распознав типичные спутники – кимберлитовые пиробы. И по гранатовой дорожке подошли (Н.Н. Сарсадских, Л.А. Попугаева) к первой якутской трубке, которой дали поэтическое название «Зарница» [Соболев, 1979].

Составы пиропов из различных опробованных участков по соотношению содержания примесей CaO и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> [Соболев, 1971; Sobolev, 1977] показаны на рис. 8 и 9. Преобладающее количество анализированных зерен концентрируется в области лерцолитового парагенезиса (L). Минимальное количество зерен находится в области гарцбургит-дунитового парагенезиса – от 2-х до 3-х процентов от общего количества зерен пироба. Только в одном случае (рис. 8б) в эту область не попало ни одно зерно. Заметим, что в пробе исключительно малого объема на мысе Цветкова ранее было отмечено типичное зерно пироба «алмазной ассоциации» [Граханов, Ядренкин, 2007].

Кроме пиропов, в анализированных образцах присутствуют Mg-Fe гранаты с переменной примесью Ca, в основном, в количестве нескольких зерен в каждой пробе. Исключением является только одна проба с участка Булкур (рис. 9в), где почти половина проанализированных зерен по соотношению Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и CaO относится к эклогитам, эклогитоподобным породам и кристаллическим сланцам [Бобриевич, Соболев, 1957; Соболев, 1964].

Хромшпинелиды, как известно, входят в качестве аксессуарной фазы в состав многих магматических пород, включающих щелочные вулканические образования, в том числе, кимберлиты, в которых хромшпинелиды характеризуются максимальным разнообразием состава [Соболев и др., 1975, Николенко и др., 2018; Симонов и др., 2016; Соболев, Логвинова, 2004; Шамшина, 1986; Шпунт, Шамшина, 1989]. В алмазах включения хромшпинелидов (магнезиохромитов) часто присутствуют в ассоциации с оливином (в виде сростков), содержащим более 90% форстерита [Логвинова и др., 2021], а также в сростках с пиробом [Туркин, Соболев, 2009]. Исследования состава хромшпинелидов из алмазоносных отложений карнийского яруса, включающие изучение состава полифазных включений в них, в частности, высокие концентрации CaO в оливинах (0,2 – 0,8 мас.%) привели к выводу, что в качестве источника доминирующей разновидности хромшпинелидов предполагаются множественные трубки взрыва калиевых щелочных базитов, расположенных в районе Оленекского поднятия [Николенко и др., 2018; Шпунт, Шамшина, 1989; Sobolev, 1977], а также щелочно-ультраосновные породы Гулинского массива [Васильев, Гора, 2012, 2014; Симонов и др., 2016; Соболев и др., 2009а].

Пикроильмениты также, как и хромшпинелиды, встречаются как в кимберлитах, так и других щелочно-ультраосновных породах [Шпунт, Шамшина, 1989]. Сопоставление анализов из двух проб, практически одинаковых по соотношению TiO<sub>2</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> с кимберлитовыми пикроильменитами, содержащими в абсолютном большинстве случаев от 6 до 10 мас.% MgO [Green, Sobolev, 1975; Sobolev, Yefimova, 2000], позволяет сделать

заклучение, что только существенно менее 50% проанализированных пикроильменитов можно отнести к кимберлитовым (рис. 10).

## **АЛМАЗОНОНОСТЬ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД АНГАРДАМТАССКОГО КОМПЛЕКСА**

Алмазоносным является основание кенгдейской и булкурской пачек, только первая характеризуется низкой и средней продуктивностью, а вторая - высокой и ураганной. На участке Ольховый (Западное Верхоянье, раз.1, рис. 1) по одной пробе уровень алмазоносности достиг 0,40 кар/м<sup>3</sup>, а на кряже Чекановского зафиксированы единичные находки кристаллов.

Геологами ОАО «Нижне-Ленское» опробование базальных горизонтов кенгдейской пачки производилось в 2008-2013 гг. На кряже Чекановского общий объем опробования составил 6,5 м<sup>3</sup> в п.т. и при этом было извлечено 4 алмаза весом 362 мг, среднее содержание по четырем пробам варьировало от 0,0 до 2,17 кар/м<sup>3</sup>, при среднем уровне 0,28 кар/м<sup>3</sup>. Высокое содержание по одной пробе было обусловлено тем, что в пробе небольшого объема был найден один кристалл размерного класса -8+4 мм и весом 304 мг высокого качества.

На участке Ольховый в западном Верхоянье общий объем опробования базального горизонта кенгдейской пачки составил 8,33 м<sup>3</sup> в п.т., при этом среднее содержание алмазов по представительной пробе (6,6 м<sup>3</sup>) достигло 0,51 кар/м<sup>3</sup>. Проводя аналогию с базальными образованиями булкурской пачки, где содержание пиропов уверенно коррелируется с концентрациями алмазов, можно предположить, что в кенгдейских слоях западного Верхоянья могут быть очень высокие концентрации алмазов, так как по этим параметрам они приближаются к высокоалмазоносным участкам Булкур, Хатыстаах, Улахан-Альдjarхай.

При характеристике алмазоносности булкурской пачки использованы данные ОАО «Нижне-Ленское», которое в 2006-2013 гг. проводило шлиховое, мелкообъемное и валовое опробование пород основания осипайской свиты. На 12 участках, которые трассируются от кряжа Прончищева до Западного Верхоянья, были отобраны сотни проб общим объемом 14,9 м<sup>3</sup> из которых было извлечено 1326 алмаза, среднее содержание на опробованный объем составило 5,71 кар/м<sup>3</sup>, при максимальных значениях алмазоносности – 13,26 кар/м<sup>3</sup>. Наиболее представительные объемы опробования были выполнены на кряже Прончищева (раз. 7, рис. 1), м. Тумул (раз. 6, рис. 1), в бассейне р. Булкур (раз.3, 4, рис. 1). Ураганной алмазоносностью выделяются туфы западного крыла Булкурской антиклинали: - 12,63 кар/м<sup>3</sup> (рис. 11А), прибрежно-морские конгломераты м. Тумул, где в одной

мелкообъемной пробе содержание алмазов достигло максимального уровня -13,26 кар/м<sup>3</sup>. Высокая алмазоносность характерна для туфов бассейна р. Улахан-Алджархай (раз. 9, рис. 1), где максимальные значения по мелкообъемному опробованию составляют 9,31 кар/м<sup>3</sup>, при средних величинах - 4,70 кар/м<sup>3</sup>. Пониженными параметрами продуктивности характеризуются туфы и туффиты кряжа Прончищева- 0, 22 кар/м<sup>3</sup>. Ураганная алмазоносность подчеркивается нередкими визуальными находками крупных алмазов в туфах и туфоконгломератах (рис. 11Б).

Уровень алмазоносности продуктивных отложений булкурской пачки практически не зависит от количества и состава грубокластического материала в породе. На р. Булкур (раз. 3, рис. 1) ураганной продуктивностью выделяются песчано-глинистые образования. И противоположный пример, когда такая же алмазоносность установлена в конгломератах м. Тумул, где среди гальки преобладают породы верхоянского комплекса, а примесь вулканического материала фиксируется только в цементе. Авторы подметили прямую корреляционную связь между содержаниями крупных пиропов (+1 мм) и алмазоносностью. Это хорошо видно на примере участков Булкур и Тумул, где, наряду с ураганной алмазоносностью, содержатся высокие концентрации крупных пиропов. Ураганной алмазоносностью характеризуются линейные латеритные коры выветривания, где первичные породы преобразованы экзогенными процессами уровень продуктивности в два раза выше, чем на участках, где породы не затронуты корообразованием.

Масса алмазов из туфогенно-осадочных пород ангардамтасского комплекса колеблется в широких пределах - от доли миллиграмма до 5,16 карата (кристалл V разновидности, см. табл. 5). Алмазы из туфов и туффитов Булкурской антиклинали, кряжа Прончищева, уч. Ольховый по среднему весу и распределению их по классам крупности (табл. 5) можно отнести к таковым из коренных кимберлитов или россыпей ближнего сноса [Граханов, Митюхин, 2003]. Перемыв алмазоносных туфогенных пород в прибрежно-морских условиях четко прослеживается увеличением крупности и сортированности кристаллов и выносом мелких классов (уч. Тумул, табл. 5).

#### Таблица 5 (Supplementary)

Типоморфные особенности алмазов из базального горизонта кенгдейской и булкурской пачек отличны от таковых из коренных источников и палеозойских россыпей северо-востока Сибирской платформы, но имеют полное сходство с кристаллами мезозойских и кайнозойских россыпей (табл. 6).

#### Таблица 6 (Supplementary)

Алмазы, характерные для коренных месторождений Якутии [Зинчук, Коптиль, 2003], представленные ламинарными кристаллами ряда октаэдр-ромбододекаэдр I

разновидности в кенгдейской пачке, составляют 5,6%, но их доля возрастает в булкурской пачке (до 21,6 %) (табл. 6). Среди них в равной степени встречаются октаэдры, переходные формы и ламинарные ромбододекаэдры.

Алмазы, преобладание которых типично для слабоалмазоносных кимберлитовых тел [Зинчук, Коптиль, 2003], представлены округлыми кристаллами уральского типа (табл.6), которые составляют 63% в кенгдейской пачке, но их доля существенно ниже в булкурской пачке, достигая минимальных значений на кряже Прончищева 25,4%. Среди них, в основном встречаются скрытослоистые (72% от кристаллов этой группы) и индивиды со сноповидной штриховкой (26%), реже – алмазы с блоковой скульптурой.

Алмазы, представленные округлыми кристаллами «жильного типа» с шагренью и полосами пластической деформации, характерные для убогоалмазоносных кимберлитовых тел [Зинчук, Коптиль, 2003], встречаются в равных количествах в кенгдейской и булкурской пачках, но их доля существенно возрастает на кряже Прончищева (табл. 6). Половина из них - целые и незначительно поврежденные кристаллы. Обломки составляют 25%. Все алмазы окрашены в лилово-коричневые и дымчато-коричневые цвета и имеют полосы пластической деформации, характерные для данной группы.

Уже в наиболее ранних описаниях россыпных «северных» алмазов, обобщенных в известной классификации алмазов [Орлов, 1984] подчеркивается их своеобразие и отличие от алмазов, известных в коренных месторождениях Якутии. Основным отличием является высокое содержание практически во всех россыпях округлых кривогранных алмазов, относимых к так называемому, уральскому или бразильскому типу и преобладающих во всех известных россыпных месторождениях алмаза в мире. Другой особенностью является повышенная концентрация в ряде россыпей алмазов V и VII разновидностей, представляющих собой темные или совершенно черные кристаллы, окраска которых обусловлена большим количеством включений графита [Орлов, 1984]. В то же время, в различных четвертичных россыпях фиксируется также достаточно стабильное содержание ламинарных алмазов. Наиболее высокое содержание таких алмазов отмечено для россыпей Молодо Приленского района (30,8%) и Келимер (26,0%) Нижне-Оленекского алмазоносного района [Граханов и др., 2007].

Алмазы II, V, и VII разновидностей [по Орлову, 1984], «невьясненного» генезиса («северного» или «эбеляхского» типов) и которые далее будут яркими маркерами в более молодых мезозойских и кайнозойских промышленных россыпях, встречаются в одинаковых пропорциях в кенгдейской и булкурской пачках, но аномально высокими концентрациями выделяется мыс Тумул – 33,3 % и низкими - кряж Прончищева – 9,5% (табл. 6). Среди них доминируют кристаллы V разновидности над VII.

Туфогенные породы ангардамтасского комплекса являются наиболее древними, в которых установлены алмазы северного или эбеляхского типа (V + VII разновидности), составляющие основную долю в уникальных россыпных месторождениях Лено-Анабарской субпровинции [Граханов и др., 2007]. Характерной особенностью изученных алмазов (табл. 6) из карнийских туфов, туффитов и туфоконгломератов является высокое содержание серых, переполненных включениями графита кристаллов V разновидности и сложных двойников и сростков додекаэдров VII разновидности [Орлов, 1984] с легким (в среднем  $\delta^{13}\text{C} = -22,5\text{‰}$ ) изотопным составом углерода. С ними ассоциируют (5-10 %) желто-оранжевые кубоиды II разновидности с изотопным составом углерода промежуточного (в среднем  $\delta^{13}\text{C} = -13,6\text{‰}$ ) состава [Зинчук, Коптиль, 2003; Zedgenizov et al., 2016a]. Среди кристаллов I разновидности преобладают типичные округлые скрытослоистые додекаэдровиды (уральский тип) при сравнительно низком содержании додекаэдровидов с шагренью и полосами пластической деформации (жильный тип) и ламинарных алмазов. В дальнейшем этот необычный спектр алмазов прослеживается в норийских, рэтских, нижне - и верхнеюрских, нижнемеловых и кайнозойских россыпных проявлений и месторождений алмазов северо-востока Сибирской платформы (табл. 6). На западном крыле Булкурской антиклинали, р. Хатыстах (разрез 10, рис. 1) был найден один кристалл кубической формы III разновидности в классе  $-8+4$  мм. [Павлушин и др., 2016]. Эта разновидность довольно экзотическая и установлена только в трубках Удачная, Ботуобинская, Нюрбинская и телах Верхне-Мунского поля [Зинчук, Коптиль, 2003].

По кристалломорфологическим особенностям алмазы всех триасовых россыпей имеют большое сходство. Высокое содержание кристаллов V и VII разновидностей на м.Тумул объясняется исключительно повышенной крупностью кристаллов (табл. 6). По северо-востоку Сибирской платформы алмазы эбеляхского типа выделяются высоким средним весом [Зинчук, Коптиль, 2003; Граханов и др., 2007]. В ассоциации изученных алмазов отмечено высокое (2/5-1/2) содержание сложно сдвойникованных по шпинелевому закону кристаллов. Широко распространены индивиды с признаками травления в форме шрамов. Окрашенные алмазы составляют незначительную долю (около 1/3), а наиболее распространенными являются лилово-коричневая окраска I разновидности и серая (из-за включений графита) V разновидности. Общее содержание минеральных включений в алмазах является довольно высоким и достигает 61 % от общего количества кристаллов, причем среди них резко преобладают включения графита [Граханов, Коптиль, 2003], которые часто маскируют другие минеральные включения [Рагозин и др., 2002]. Суммарное содержание сингенетических включений составляет

около 0,5 %, что является одной из наиболее низких цифр среди россыпей северо-востока Сибирской платформы.

Специфика изученной ассоциации алмазов заключается также в относительно низком содержании кристаллов с сине-голубым свечением в ультрафиолетовых лучах (менее 1/4) при преобладании (свыше 40 %) индивидов с розово-сиреневым и фиолетовым свечением. Для изученных кристаллов характерно высокое (свыше 1/3) содержание обломков и осколков.

Механический износ истирания на алмазах всех разновидностей в туфогенных породах Булкурской антиклинали не фиксируется, но появляется на кристаллах V и VII разновидностей из прибрежно-морских образований на мысе Тумул.

Содержание азота в алмазах из туфогенных и туфогенно-осадочных пород ангардамтасского комплекса подчеркивает общность их коренного источника (рис. 12), однако общее содержание азота в алмазах V-VII разновидностей северных россыпей может достигать 3000 - 3300 г/т [Cartigny et al., 2001; Shatsky et al., 2015; Ragozin et al., 2016].

**Пленки и примазки на кристаллах алмаза.** На кристаллах I, III, V и VII разновидностях из туфогенных пород Булкурской антиклинали были изучены пленки и примазки [Павлушин и др., 2010, 2016]. Все алмазы извлечены из шлиховых проб без дробления исходного материала, они не обрабатывались в кислотах, поэтому техногенные примеси на поверхностях кристаллов исключены. В пленках и примазках установлены: альмандин, альбит, галотрихит, жадеит, иллит, кальцит, мелантерит, нонтронит, рутил, тюрингит и шамозит. Анализ минеральных фаз позволяет выявить минеральные ассоциации, отражающие условия кристаллизации алмазов, их транспортировки к поверхности и последующих диагенетических преобразований алмазоносных пород.

Парагенетическая ассоциация шамозита и тюрингита отмечена в четко выраженном «послойном» распределении минералов на поверхности и в трещинах кристаллов сростка алмазов VII разновидности. Поверхность алмаза покрыта сплошным плотным чешуйчатым агрегатом железистых хлоритов – шамозита и тюрингита, толщиной около 20 мкм. На ней наблюдается агрегат смешанных зерен жадеита, кальцита, кварца с редкими зернами пирита, кальцита, рутила и оксидов Mn – приближенных по составу к пиролюзиту и биксбииту. Их также можно охарактеризовать как продукты изменения вулканогенных и пирокластических пород в морских условиях осадконакопления [Павлушин и др., 2010].

Минералы группы сульфатов (натровые и калиевые квасцы, галотрихит в парагенезисе с мелантеритом) образуются в областях активной вулканической деятельности [Palache, 1962] и при кислотном выщелачивании силикатных пород,

сопутствующем этому процессу в условиях взаимодействия продуктов вулканической деятельности с морской водой. Образование слабо растворимого сульфата железа - мелантерита может также объясняться окислением пирита и пирротина, присутствующих среди исследованных фаз. При условии вулканогенного образования сульфатов в замкнутых водных бассейнах этот процесс закономерно сопровождается галогенезом, ведущим к образованию галогенных соединений и карбонатов. Таким образом, присутствие на поверхности алмазов из булкурской пачки фаз галита, сильвина, их механических смесей и сопровождающего галогениды кальцита, еще раз подчеркивают фактор образования вышеописанных поверхностных фаз в зоне активной вулканической деятельности в условиях морского бассейна [Павлушин и др., 2010].

Соотношения разных морфологических типов алмазов в изолированных ореолах их распространения, как было отмечено еще на ранних этапах изучения, в 60-х годах З.В. Бартошинским, для района Молодо, указывали на различные коренные источники. Сборы и изучение особенностей состава индикаторного минерала алмазоносных кимберлитов – высокохромистого субкальциевого пироба [Соболев и др., 1969], на основе оригинальной методики, минералогического картирования перспективных районов [Соболев, 1971], позволили сделать заключение об отсутствии таких пиробов в мезозойских кимберлитовых трубках, не содержащих алмазов. В то же время, при опробовании гравелитов нижнекаменноугольного возраста, известных в Кютюнгинском прогибе, были выявлены не только их высокие концентрации [Соболев и др., 1981], но и алмазы [Pokhilenko, Sobolev, 1995]. Проведенное обогащение гравелитов, почти на 90% состоящих из кальцита, методом полного разложения в соляной кислоте, обеспечившее полный выход тяжелой фракции, включая алмазы, позволило выделить более 100 кристаллов алмаза, близких по морфологии кристаллам россыпи Молодо (Табл. 6) [Зинчук, Коптиль, 2003]. Сформулированный совместно с сотрудниками Амакинской экспедиции [Соболев и др., 1981] научный прогноз о вероятном наличии палеозойских алмазоносных кимберлитов в указанном регионе, был позднее подтвержден открытием Амакинской экспедицией трубки Ивушка, перекрытой пермскими отложениями.

#### **Изотопный состав алмазов северных россыпей и особенности включений.**

Кроме морфологических особенностей, являющихся важным диагностическим признаком алмазов из кимберлитов и россыпей, позволяющим выявить значимые различия алмазов из различных кимберлитовых полей и трубок [Орлов, 1984], важное значение имеют исследования физических свойств алмаза [Соболев и др., 1966], в особенности, изотопного состава углерода [Соболев и др., 1979; Meyer, 1987; Stachel et al., 2009; Shirey et al., 2013], а также оценка распространенности различных минеральных



включений в алмазах и изучения их химического состава с помощью рентгеноспектрального микроанализа с электронным зондом.

Систематические многолетние исследования изотопного состава углерода, примеси азота и минеральных включений алмазов из россыпей северо-восточной части Сибирской платформы позволили сделать однозначный вывод о значимых отличиях от алмазов всех известных разрабатываемых коренных месторождений алмазов Якутии [Рагозин и др., 2002; 2009; Shatsky et al., 2014, 2015, 2019, 2020; Sobolev et al., 1999; Зедгенизов и др., 2001, 2011; Zedgenizov et al., 2016]. Этот вывод базируется на четком отличии россыпных алмазов по значениям изотопного состава углерода [Соболев и др., 1979], а также на отчетливом преобладании эклогитового парагенезиса в россыпных алмазах по сравнению с перидотитовым [Ефимова, Соболев, 1977] достигающем 85% [Shatsky et al., 2015]. Следует подчеркнуть уникально высокую роль алмазов, содержащих в виде включений парагенезис коэситовых эклогитов, представленный ассоциацией коэсита, Mg-Fe граната и омфацита в ряде кристаллов [Соболев и др., 1976]. Особая роль принадлежит установленному парагенезису коэситовых эклогитов наряду с устойчивым облегченным изотопным составом углерода в алмазах V разновидности [Рагозин и др., 2002; 2009; Shatsky et al., 2014, 2015]. Высокая роль коэситсодержащих парагенезисов включений в алмазах северо-востока Сибирской платформы сопоставима только с ролью коэсита в алмазах из кимберлитов Венесуэлы и лампроитовой трубки Аргайл в Австралии [Соболев, 2006] и полностью подтверждает представление о субдукции литосферы северной части Сибирской платформы [Соболев и др., 1975, 1980; Шацкий и др., 2016; Zedgenizov et al., 2016ab; Zemnukhov et al., 2020].

Важной особенностью алмазов из россыпей северной части Сибирской платформы является содержание в отдельных кристаллах включений особо глубоких сублитосферных минералов, таких как ферропериклаз [Sobolev et al., 1999] и гранаты перидотитового и эклогитового парагенезисов, с примесью майджоритового компонента [Шацкий и др., 2010]. В редких случаях аналогичные особенности зафиксированы и в алмазах кимберлитов [Соболев и др., 1997; Зедгенизов и др., 2001; Sobolev et al., 2004]. Эта особенность свидетельствует об особо сложном характере строения и состава наиболее глубоких областей верхней мантии региона [Соболев, Соболев, 1964].

При изучении изотопного состава алмазов из туфогенно-осадочных пород Булкурской антиклинали [Граханов и др., 2015a] подтверждено, что кристаллы с легким изотопным составом углерода полностью представляют не только V и VII разновидности (эбеляхский тип), но и слагают значимую долю среди округлых кристаллов I разновидности уральского или жильного типов [Соболев и др., 1979]. Легкая изотопия

кристаллов эбеляхского типа в округлых алмазах I разновидности хорошо коррелируется с высокими концентрациями азота (табл. 7).

Таблица 7 (Supplementary)

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В арктической зоне Сибири открыты крупные проявления алмазов, которые приурочены к вулканокластическим, осадочно-вулканокластическим, вулканогенно-осадочным и осадочным породам верхов ладинского и основания карнийского яруса триаса. Первые результаты структурно-геологического изучения, петрографии, геохимии и минералогии алмазоносных пород этого ряда позволили выделить из его состава ангардамтасский вулканический алмазоносный комплекс, представленный explosивнообломочными пирокластическими и гидроexplosивными (туфами, ксенотуфами) и осадочно-вулканокластическими (туффитами) породами, сформированными в континентальных и прибрежно-морских обстановках. Основные компоненты кластической составляющей вулканитов – концентрически-зональные сферические лапилли и нодулы преобразованных бесполовошпатовых пород, фрагменты девитрифицированного вулканического стекла, обломки туфов и автолитовых брекчий [Граханов и др., 2010 б; Проскурнин и др., 2012], минеральные фазы пленок и примазок на кристаллах алмазов [Павлушин и др., 2010, 2016] свидетельствуют о совмещении как диатремовой, так и подводно-кратерных фации и широком развитии гидроexplosивных вулканокластических пород, образующихся при фреатических explosиях, происходящих при взаимодействии расплава с водой в условиях мелководья. Возможность сохранения от эрозии explosивнообломочных алмазоносных фаций обусловлена тектоническим режимом территории - краевой частью Сибирской платформы, где их протяженные маломощные слои сразу же перекрыты прибрежно-морским терригенным материалом и собраны в пологоскладчатые верхоянские структуры.

В настоящее время можно предполагать, что explosивнообломочные породы и туффиты имеют основной и (или) ультраосновной состав вулканизма с умереннощелочным и щелочным уклоном. Данные породы по своему химическому составу не похожи на таковые известных коренных месторождений алмазов [Граханов и др., 2010 б; Проскурнин и др., 2012; Летникова и др., 2013].

Минеральный состав тяжелой фракции туфогенных пород уникален по широкому спектру цветовых разновидностей пиропов, а также повышенному содержанию хромшпинелидов, пикроильменита и рутила. В цветовом спектре пиропов доминируют индивиды оранжевого цвета. Содержание пиропов алмазной ассоциации дунит-

гарцбургитового парагенезиса редко превышает 1–2%. В то же время, значительна доля (12,5%) гранатов эклогитового парагенезиса с примесью  $MnO > 0,5$  мас. %, что характерно для высокоалмазоносных пород [Соболев и др., 2013а].

В пределах участка Булкур в тяжелой фракции в пироп-альмандиновых гранатах выявлены включения редкого оксида Ti и Zr ( $Ti_2ZrO_6$ ) – шриланкита, ранее обнаруженного в аналогичной ассоциации в концентратах кимберлитов трубок Юбилейная и Малокуонапская [Биллер и др., 2018]. Это позволяет рассматривать его в группе индикаторных минералов кимберлитов и, учитывая наличие клинопироксена в ассоциации, относить к группе минералов, представляющих фрагменты эклогитоподобных пород нижней части земной коры [Бобриевич, Соболев, 1957].

Неравномерное содержание индикаторных минералов в разных пробах и широкие вариации состава гранатов могут быть обусловлены множественным характером коренных источников алмазов. Необходимо продолжение систематического опробования алмазоносных пород ангардамтасского комплекса с особым вниманием к оценке состава гранатов вероятного эклогитового парагенезиса с повышенным содержанием  $TiO_2$ ,  $MnO$ ,  $CaO$  и  $Na_2O$ , а также поискам перовскита и рутила, содержащего Nb [Taylor, 2008] и/или Cr [Malkovets et al., 2016], которые наряду с цирконами представляют интерес для определения изотопного U-Pb возраста возможных коренных источников алмазов — кимберлитов.

Предполагается, что формирование россыпей с едиными типоморфными особенностями алмазов на большой территории северо-востока Сибирской платформы обусловлено тем, что выброс алмазоносных туфов из кратеров охватывал значительные площади в позднеладинское и раннекарнийское время, а затем перерабатывался и перемещался в рэтскую и плинсбахскую трансгрессии [Граханов и др., 2010а, 2013]. Фактически максимальное развитие раннеюрской трансгрессии охватывает область распространения экзотических алмазов на северо-востоке платформы. Цирконы средне-позднетриасового тектоно-магматического этапа уверенно прослеживаются в более молодых мезозойских и кайнозойских промышленных россыпях Анабарского района [Дэвис и др., 1980; Граханов, Смелов, 2011; Граханов и др., 2015б], где отсутствуют средне-позднепалеозойские спектры цирконов, которые характерны для коренных месторождений алмазов центральной части Якутии.

При сохранении текущего объема коренной и россыпной алмазодобычи в РФ ближайшее десятилетие может оказаться последним, после чего наступит резкий спад в добыче алмазов [Голубев и др., 2020], а новых значимых открытий нет. Следует учесть, что от момента выявления месторождений, до их вовлечения в промышленное освоение

проходит 8-10 лет. Учитывая данный факт, необходимо осваивать новые районы, где есть перспективы обнаружения коренных и россыпных месторождений алмазов. В этом плане дальнейшие исследования по определению типа и состава алмазоносного вулканизма арктической зоны Сибири позволит разработать поисковые критерии открытия вулканических аппаратов, с которыми могут быть связаны крупные месторождения.

*Благодарности: Селивановой В.В., впервые обосновавшей первичность ореола МИК в основании карнийского яруса; Гавришу А.В., Олейникову О.Б, Павлову В.И., Этигясову С.И., Черемкину А.В., Ядренкину А.В. за совместную результативную работу в поле; Багаевой А.А., Виноградовой Н.П., Лукьяновой Л.И., Молоткову А.Е., Павлушину А.Д., Наумову М.В., Соболеву Е.С., Шумиловой Т.Г. за активное участие в этих исследованиях, научные консультации, помощь в петрографических и палеонтологических работах.*

*Работа частично выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ (№ 19-17-00128).*

#### ЛИТЕРАТУРА

**Агашев А.М., Похиленко Н.П., Толстов А.В., и др.** Новые данные о возрасте кимберлитов Якутской алмазоносной провинции // Докл. РАН, 2004, т. 399 (1), с. 95-99.

**Антипин И.И.** Совершенствование методических приемов обнаружения и локализации ореолов индикаторных минералов при поисках погребенных кимберлитовых тел // Автореф. дисс. канд. г.-м. наук, Мирный, 1998, 20 с.

**Афанасьев В. П., Агашев А. М., Орихаши Ю., и др.** Палеозойский U/Pb возраст включения рутила в алмазе V-VII разновидности из россыпей северо-востока Сибирской платформы // Докл. РАН, 2009, т. 428(2), с. 1–5.

**Афанасьев В.П., Николенко Е.И., Тычков Н.С., и др.** Механический износ индикаторных минералов кимберлитов: экспериментальные исследования // Геол. геофиз., 2008, т. 49 (2), с. 120-127.

**Афанасьев В.П., Егоров А.Ю., Сибирцев Ю.М.** О кимберлитовых минералах из древних прибрежно-морских коллекторов // Изв. ИУЗ-ов геол. И разв., 1986, № 2.

**Беззубцев В.В., Залялеев Р.М., Сакович А.Б.** Геологическая карта Горного Таймыра. Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка. // Красноярск, 1986. 177 с.

**Березнер О.С., Егоров А.Ю., Черенков В.Г.** Генезис алмазов из триасовых коллекторов в низовьях р. Лена // Руды и металлы, 2016, №4, с. 80-93.

**Биллер А.Я., Логвинова А.М., Бабушкина С.А., и др.** Включения шриланкита в гранатах из кимберлитовых тел и алмазоносных вулканогенно-осадочных пород Якутской кимберлитовой провинции // Докл. РАН, 2018, т. 478 (2), с. 179–183.

**Брахфогель Ф.Ф.** Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. - Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1984. 128 с.

**Бобриевич А.П., Соболев В.С.** Эклогитизация пироксеновых кристаллических сланцев архейского комплекса // Зап. Всес. Минер. Об-ва, 1957, ч. 86, вып. 1.

**Васильев Ю.Р., Гора М.П.** Геология меймечитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса // Докл. РАН, 2012, т. 445 (3), с. 299-302.

**Васильев Ю.Р., Гора М.П.** Меймечит-пикритовые ассоциации Сибири, Приморья и Камчатки (сравнительный анализ, вопросы петрогенезиса // Геол. Геофиз., 2014, т. 55 (8), с. 1211-1225.

**Верниковский В.А., Пиис В.Л., Верниковская А.Е., и др.** Раннетриасовые А-граниты Таймыра – результат Северо-Азиатского суперплюма // Докл. РАН, 2001, т. 380, с. 87-93.

**Гогина Н.И.** Находка алмаза в низовьях р. Лены // Докл. АН СССР, 1979, т. 239(5), с. 1168-1169.

**Голубев Ю.К., Гаранин К.В., Кошкарев Д.А., и др.** Состояние и перспективы развития минерально-сырьевой базы алмазов России // Минеральные ресурсы России, Геологоразведка и сырьевая база, 2020, №6, с. 3-11.

**Государственная геологическая карта Российской Федерации.** Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Таймыро-Североземельская. Лист S – 49– Хатангский залив. Объяснительная записка // гл. ред. Проскурнин В.Ф. - СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 275 с.+12 вкл. (Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ», МУП «ПГРЭ», ОАО «МАГЭ»).

**Государственная геологическая карта Российской Федерации.** Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Лаптево-Сибироморская. Лист S-51,52 - дельта р. Лены. Объяснительная записка // Науч. ред. Проскурнин В.Ф., Шкарубо С.И. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014. 274 с.+9 вкл. (Роснедра, ОАО «МАГЭ», ФГУП «ВСЕГЕИ»).

**Граханов С.А., Коптиль В.И.** Триасовые палеороссыпи алмазов северо-востока Сибирской платформы // Геол. Геофиз., 2003, т. 44 (11), с. 1191–1201.

**Граханов С.А., Митюхин С.И.** Гранулометрический состав алмазов в россыпях как поисковый признак коренных источников. //Известия вузов, Геол. Разв., 2003, №1, с.48-51.

**Граханов С.А., Шаталов В.И., Штыров В.А., и др.** Россыпи алмазов России. Новосибирск, Изд-во «Гео», 2007, 420 с.

**Граханов С.А., Ядренкин А.В.** Прогноз алмазоносности триасовых отложений Таймыра // Докл. РАН, 2007, т. 416 (5), с. 653–656.

**Граханов С.А., Зарукин А.О., Богуш И.Н., и др.** Открытие верхнетриасовых россыпей алмазов в акватории Оленекского залива моря Лаптевых // Отеч. Геол., 2009, №1, с. 53-61.

**Граханов С.А., Маланин Ю.А., Павлов В.И., и др.** Рэтские россыпи алмазов Сибири // Геол. Геофиз., 2010а, т. 51 (1), с.160-170.

**Граханов С.А., Смелов А.П., Егоров К.Н., и др.** Осадочно-вулканогенная природа основания карнийского яруса - источника алмазов северо-востока Сибирской платформы // Отеч. Геол., 2010б, № 5, с. 3–12.

**Граханов С.А., Смелов А.П.** Возраст прогнозируемых коренных источников алмазов на севере Якутии // Отечественная геология, 2011, № 5, с. 56-64.

**Граханов С.А., Смелов А.П., Помазанский Б.С., и др.** Алмазоносные юрские отложения северо-востока Сибирской платформы // Отеч. Геол., 2013, №5, с. 73-80.

**Граханов С.А., Молотков А.Е., Олейников О.Б, и др.** Типоморфизм и изотопия алмазов триасовых туффитов Булкурской антиклинали // Отеч. Геол., 2015а, №5, с. 16-22.

**Граханов С.А., Зинчук Н.Н., Соболев Н.В.** Возраст прогнозируемых коренных источников алмазов на Северо-Востоке Сибирской платформы // Докл. РАН, 2015б, т. 465 (6), с. 715–719.

**Гулин С. А.** О формировании щелочных и карбонатных метасоматитов Центрального Таймыра // Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. Л.: НИИГА, 1970, с. 170–184.

**Дагис А.С., Казаков А.М.** Стратиграфия, литология и цикличность триасовых отложений севера Средней Сибири. Новосибирск: Наука, 1984. 176с.

**Дэвис Г.Л., Соболев Н.В., Харьков А.Д.** Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные уран-свинцовым методом по цирконам // Докл. АН СССР, 1980, т. 254 (1), с. 175-179.

**Егоров А.Ю., Иваненко Г.В., Баранов Ю.М., и др.** Ладинский ярус Лено-Оленекского района // Бореальный триас. М., Наука, 1987, с. 26-31. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 689).

**Ефимова Э.С., Соболев Н.В.** Распространенность кристаллических включений в алмазах Якутии // Докл. АН СССР, 1977, т. 237 (6), с. 1475-1478.

**Зайцев А.И., Смелов А.П.** Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции // Якутск, ООО РИЦ «Офсет», 108 с.

**Зинчук Н. Н., Коптиль В.И.** Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. М., «Недра-Бизнесцентр», 2003, 603 с.

**Зедгенизов Д.А., Ефимова Э.С., Логвинова А.М., и др.** Включения ферропериклаза в микроалмазе из кимберлитовой трубки Удачная, Якутия // Докл. РАН, 2001, т. 337 (3), с. 381-384.

**Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л., Шацкий В.С., и др.** Карбонатные и силикатные среды кристаллизации волокнистых алмазов из россыпей северо-востока Сибирской платформы // Геол. Геофиз., 2011, т. 52 (11), с. 1649-1664.

**Золотухин В.В.** Особенности дифференцированного интрузива Тулай-Киряка на Таймыре. Новосибирск, Наука, 1990. 110 с.

**Казаков А.М., Константинов А.Г., Курушин Н.И., и др.** Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Триасовая система. Новосибирск: изд-во СО РАН, филиал "ГЕО", 2002. 322 с.

**Кинни Л.Д., Гриффин Б.Ож., Хеамен Л.М., и др.** Определение возраста кимберлитов ионно-ионным масс-спектроскопическим (SHRIMP) методом // Геол. Геофиз., 1997, т. 38, (1), с. 91-99.

**Константинов А.Г., Соболев Е.С., Ядренкин А.В.** Детальная биостратиграфия триасовых отложений нижнего течения р. Лена (север Якутии) // Геол. Геофиз., 2007, т. 48 (9), с. 934-949.

**Летникова Е.Ф., Лобанов С.С., Похиленко Н.П., и др.** Источники поступления обломочного материала в карнийский алмазоносный горизонт северо-востока Сибирской платформы // Докл. РАН, 2013, т. 451 (2), с. 193–196.

**Логвинова А.М., Вирт Р., Томиленко А.А., и др.** Особенности фазового состава наноразмерных кристаллофлюидных включений в аллювиальных алмазах северо-востока сибирской платформы // Геол. Геофиз., 2011, т. 52 (11), с. 1634—1648.

**Логвинова А.М., Серебрянников А.О., Соболев Н.В.** Вариации химического состава и редкие парагенезисы множественных включений магнезиохромита в алмазах Якутии // Докл. РАН. Науки о Земле, 2021, т. 501 (1), с. 26–32.

**Мальковец В.Г., Шацкий В.С., Дак А.И., и др.** Свидетельства многоэтапности и полихронности щелочно-ультраосновного мезозойского магматизма в районе алмазоносных россыпей бассейна реки Эбелях (восточный склон Анабарского щита) // Докл. РАН. Науки о Земле, 2021, т. 496 (1), с. 49–54.

**Моор Г.Г.** О слюдяных кимберлитах на севере Центральной Сибири // Докл. АН СССР, 1941, т. XXXI, № 4, с. 361–363.

**Натапов Л.М., Гогина Н.И., Сибирцев Ю.М.** Новый промежуточный коллектор минералов-спутников алмаза на Сибирской платформе // Кимберлитовый и базитовый магматизм района Оленекского поднятия, Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1980.

**Николенко Е.И., Логвинова А.М., Изох А.Э. и др.** Ассоциация хромшпинелидов из верхнетриасовых гравелитов северо-востока Сибирской платформы // Геол. Геофиз., 2018, т. 59 (10), с. 1680-1701.

**Орлов Ю.Л.** Минералогия алмаза. 2-е изд. М.: Наука, 1984, 264 с.

**Павлушин А.Д., Граханов С.А., Смелов А.П.** Парагенетические ассоциации минералов на поверхности кристаллов алмаза из отложений карнийского яруса северо-востока Сибирской платформы // Отеч. Геол., 2010, №5, с. 45-51.

**Павлушин А.Д., Граханов С.А., Олейников О.Б., и др.** Находки алмазов III разновидности в карнийских туфах Булкурской антиклинали. Материалы Всероссийской научно-практической конференции. Якутска: Издательский дом СВФУ, 2016, с. 255-258.

**Погребницкий Ю. Е.** Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы // Тр. НИИГА, т. 166, Л.: Недра, 1971, 248 с.

**Подчасов В.М., Евсеев М.Н., Богатых И.Я., и др.** Россыпи алмазов в мире // М.ООО Геоинформмарк, 2005, 747 с.

**Проскурнин В.Ф., Петров О.В., Багдасаров Э.А. и др.** О происхождении карбонатитов Восточного Таймыра на основе изотопно-геохимического изучения цирконов // Зап. Мин. Общ-ва, 2010, Ч. 139, Вып. 1, с. 19-36.

**Проскурнин В.Ф., Виноградова Н.П., Гавриш А.В., и др.** Признаки эксплозивнообломочного генезиса алмазоносного карнийского горизонта Усть-Оленекского района (петрографо-геохимические данные) // Геол. Геофиз., 2012, т. 53 (6), с. 698–711.

**Проскурнин В.Ф., Гавриш А.В., Петров О.В., и др.** Потенциально алмазоносные раннемезозойские инъекционные брекчии Восточного Таймыра // Региональная геология и металлогения, 2017, № 72, с. 78–90.

**Проскурнин В.Ф., Граханов С.А., Петров О.В., и др.** Прогноз алмазоносности Таймыра // Докл. РАН, 2021, т. 499 (2), с. 11–16.

**Проскурнина М.А., Проскурнин В.Ф., Ремизов Д.Н., и др.** Кольцевые интрузии Беспамятнинского ареала: проявления шошонит-латитового магматизма на Северном Таймыре // Региональная геология и металлогения, 2019, № 72, с. 78–90.

**Равич М.Г., Чайка Л.Г.** Малые интрузии хребта Бырранга // Л., 1959, 148 с. (тр. НИИГА, т. 88).



**Рагозин А.Л., Шацкий В.С., Рылов Г.М., и др.** Включения коэсита в округлых алмазах из россыпей северо-востока Сибирской платформы // Докл. РАН, 2002, т. 384 (4), с. 509-513.

**Рагозин А.Л., Шацкий В.С., Зедгенизов Д.А.** Новые данные о составе среды кристаллизации алмазов V разновидности из россыпей северо-востока Сибирской платформы // Докл. РАН, 2009, т. 425 (4), с. 527-531.

**Романов А.П.** Лампроиты и кимберлиты Горного Таймыра (Российская Арктика): Геологическая история, минерогения, геоэкология. Додин Д.А., Сурков В.С. (ред.), СПб, ВНИИ Океанология, 2002, с. 291-299.

**Селиванова В.В.** Типоморфизм алмаза и его минералов-спутников из прибрежно-морских триасовых россыпей северного Верхоянья // Автореф. канд. дисс., М, 1991, 20с.

**Симонов В.А., Васильев Ю.Р., Ступаков С.И., и др.** Петрогенезис дунитов Гулинского ультраосновного массива (север Сибирской платформы) // Геол. Геофиз., 2016, т. 57 (12), с. 2153-2177.

**Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., и др.** Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геол. Геофиз., 2009, т. 50 (12), с. 1293-1334.

**Соболев В.С.** Особенности магматических проявлений и металлогении платформ на примере формации Сибирских траппов // Тр. XVII сессии Международного геологического конгресса. М., 1937, т. 5, с. 265–271.

**Соболев В.С.** Геология месторождений Африки, Австралии, острова Борнео и Северной Америки. М. Госгеолгиздат, 1951, 126 с.

**Соболев В.С.** Ключ к «окну» в земную мантию // В кн.: «Были и будни алмазного края» // Якутск, 1979, с. 7-17.

**Соболев В.С., Соболев Н.В.** Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии Земли // Докл. АН СССР, 1964, т. 158 (1), с. 108-111.

**Соболев В.С., Соболев Н.В.** Проблема двухэтапного образования земной коры // Докл. АН СССР, 1975, т. 221 (2), с. 435-438.

**Соболев В.С., Соболев Н.В.** Новые доказательства погружения на большие глубины эцлогитизированных пород земной коры // Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 3, с. 683-685.

**Соболев Е.В., Лисойван В.И., Ленская С.В., и др.** Некоторые физические свойства алмазов из якутского эцлогита // Докл. АН СССР, 1966, т. 168 (5), с. 1151-1153.

**Соболев Н.В.** Парагенетические типы гранатов // М., Наука, 1964, 218 с.

**Соболев Н.В.** О минералогических критериях алмазоносности кимберлитов // Геология и геофизика, 1971 (3), с. 70–80.

**Соболев Н.В.** Коэсит как индикатор сверхвысоких давлений в континентальной литосфере // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 95-104.

**Соболев Н.В., Белик Ю.П., Похиленко Н.П., Лаврентьев Ю.Г., Кривонос В.Ф., Поляков В.Н., Соболев В.С.** Хромсодержащие пиропы в нижнекаменноугольных отложениях Кютюнгинского прогиба // Геол. Геофиз., 1981, № 2, с. 153-157.

**Соболев Н.В., Галимов Э.М., Ивановская И.Н., и др.** Изотопный состав углерода алмазов, содержащих кристаллические включения // Докл. АН СССР, 1979, т. 246 (5), с. 1217-1220.

**Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Коптиль В.И., и др.** Включения коэсита, граната и омфацита в якутских алмазах – первая находка парагенезиса коэсита // Докл. АН СССР, 1976, т. 230 (6), с. 1442-1444.

**Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Реймерс Л.Ф., и др.** Минеральные включения в алмазах Архангельской кимберлитовой провинции // Геол. геофиз., 1997, т. 38 (2), с. 358-370.

**Соболев Н.В., Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н., Соболев Е.В.** Хромовые пиропы из алмазов Якутии // Докл. АН СССР, 1969, т. 189 (1), с. 162-165.

**Соболев Н.В., Логвинова А.М.** Включения пиропы в хромшпинелидах из кимберлитов и лампроитов и их значение для оценки парагенезиса и глубинности формирования // Докл. РАН, 2004, т. 398 (6), с. 786-791.

**Соболев Н.В., Логвинова А.М., Ефимова Э.С.** Включения эклогитовых гранатов, обогащенных марганцем, в алмазах: свидетельство рециклирования земной коры // Докл. РАН, 2013а, т. 453 (3), с. 326-328.

**Соболев Н.В., Логвинова А.М., Николенко Е.И., и др.** Минералогические критерии алмазоносности верхнетриасовых россыпей северо-восточной окраины сибирской платформы // Геол. Геофиз., 2013б, т. 54 (8), с. 1162–1178.

**Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Лаврентьев Ю.Г., и др.** Особенности состава хромшпинелидов из алмазов и кимберлитов Якутии // Геол. Геофиз., 1975, № 11, с. 7-24.

**Соболев Н.В., Соболев А.В., Томиленко А.А., и др.** Перспективы поисков алмазоносных кимберлитов в северо-восточной части Сибирской платформы // Геол. Геофиз., 2018, т.59 (10), с.1701-1719.

**Туркин А.И., Соболев Н.В.** Пироп-кноррингитовые гранаты: обзор экспериментальных данных и природных парагенезисов // Геол. Геофиз., 2009, т. 50 (12), с. 1506-1523. (Russ. Geol. Geophys., 2009, v. 50, N 12, p. 1169-1182).

**Тычков Н.С., Юдин Д.С., Николенко Е.И., и др.** Мезозойская литосферная мантия северо-восточной части сибирской платформы по данным включений из кимберлитов // Геол. Геофиз., 2018, т. 59 (10), с. 1564—1585.

**Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И.** Коренные месторождения алмазов мира // Москва, Недра, 1998, 555 с.

**Шамшина Э.А.** Минералы кимберлитовых пород в разновозрастных отложениях севера Сибирской платформы // Якутск, 1986, 112 с.

**Шацкий В.С., Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л.** Мэйджоритовые гранаты в алмазах из россыпей северо-платформы // Докл. РАН, 2010, т. 432, с. 811-814.

**Шацкий В.С., Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л.** Свидетельства присутствия субдукционного компонента в алмазоносной мантии Сибирского кратона // Геол. Геофиз., 2016, т. 57 (1), с. 143-162.

**Шпунт Б.Р., Шамшина Э.А.** Поздневендские калиевые щелочные вулканиды Оленекского поднятия (северо-восток Сибирской платформы) // Докл. АН СССР, 1989, т. 307 (2), с. 678—682.

**Agashev A.M., Pokhilenko N.P., Takazama E. et al.** Primary melting sequence of a deep (> 250 km) lithospheric mantle as recorded in the geochemistry of kimberlite-carbonatite assemblages, Snap Lake dyke system, Canada // Chem. Geol., 2008, v. 255 (3-4), p. 317-328.

**Belousova E.A., Griffin W., O'Reilly S.Y. et al.** Igneous zircon: trace element compositions as indicators of source rock type II // Contrib. Mineral. Petrol., 2002, v. 143, p. 602-622.

**Bochneva A., Labomov A., LeBarge W.** Placer mineral deposits of Russian Arctic zone: Genetic prerequisites of formation and prospect of development of mineral resources // Ore Geol. Rev., 2021, v. 138, 104349.

**Cartigny P., Harris J.W., Javoy M.** Diamond genesis, mantle fractionations and mantle nitrogen content: a study of delta concentrations in diamonds // Earth Planet. Sci. Lett, 2001, v. 185, p. 85-98.

**Green D.H., Sobolev N.V.** Coexisting Garnets and Ilmenites Synthesized at High Pressures from Pyrolite and Olivine Basanite and Their Significance for Kimberlitic Assemblages // Contributions to Mineralogy and Petrology, 1975, v. 50, N 3, p. 217-229.

**Griffin W.L., Ryan C.G., Gurney J.J., et al.** Chromite macrocrysts in kimberlites and lamproites: geochemistry and origin. In: Proc. 5th Int. Kimb. Conf., Brazil, 1994, v. 1, p. 366-387.

**Griffin W.L., Sobolev N.V., Ryan C.G., et al.** Trace elements in garnets and chromite: diamond formation in the Siberian lithosphere // Lithos, 1993, v. 29, № 3-4, p. 235-256.

**Lepekhina E.N., Rotman A.Y., Antonov A.V. et al.** SHRIMP U-Pb zircon ages of Yakutian kimberlite pipes // 9<sup>th</sup> Intern. Kimb. Conf., Frankfurt, 2008, Ext. Abstr., N9.

**Logvinova A.M., Shatskiy A., Wirth R. et al.** Carbonatite melt in type Ia gem diamond //Lithos, 2019a, v. 342-343, p. 463-467.

**Logvinova A., Zedgenizov D., Wirth R.** Specific multiphase assemblages of carbonatitic and Al-rich silicic diamond-forming fluids/melts: TEM observation of microinclusions in cubic diamonds from the placers of Northeastern Siberian craton // *Minerals*, 2019b, v. 9, 50

**Malkovets V.G., Rezvukhin D.I., Belousova E.A., et al.** Cr-rich rutile: A powerful tool for diamond exploration // *Lithos*, 2016, v. 265, p. 304-311.

**Mitchell R.H.** Kimberlites, Orangeites, Lamproites, Melilitites and Minettes: A Petrographic Atlas. Thunder Bay: Almaz Press Inc., 1997. 249 pp.

**Meyer H.O.A.** Inclusions in diamonds // John Wiley and Sons, Chichester UK, 1987, 501-522

**Palache C., Berman H., Frondel C.** Dana's system of mineralogy, (7th edition), John Wiley & Sons, Inc., New York, 1962, v. II. P. 523–527.

**Pokhilenko N.P., Sobolev N.V.** Mineralogical mapping of the north-east section of the Yakutian kimberlite province and its main results // *Ext. Abstr.*, Novosibirsk, 6th Int. Kimberlite Conf., Novosibirsk 1995, p. 446-448.

**Ragozin A., Zedgenizov D.A., Kuper K., et al.** Radial mosaic internal structure of rounded diamond crystals from alluvial placers of Siberian platform // *Mineral. Petrol.*, 2016, v. 110, p. 861-875.

**Schmitt A.K., Zack T., Kooijman E., et al.** U-Pb ages of rare rutile inclusions in diamond indicate entrapment synchronous with kimberlite formation // *Lithos*, 2019, v. 350-351, 10525.

**Shatsky V.S., Zedgenizov D.A., Ragozin A.L., et al.** Carbon isotopes and nitrogen contents in placer diamonds from the NE Siberian craton^ implications for diamond origin // *Eur. J. Miner.*, 2014, v. 26, p. 41-52.

**Shatsky V.S., Zedgenizov D.A., Ragozin A.L., et al.** Diamondiferous subcontinental lithospheric mantle of the northeastern Siberian craton: Evidence from mineral inclusions in alluvial diamonds // *Gond. Research*, 2015, v. 28, p. 106-120.

**Shatsky V., Zedgenizov D., Ragozin A., et al.** Silicate melt inclusions in diamonds of eclogitic paragenesis from placers the Northeastern Siberian craton // *Minerals*, 2019, v. 9, p. 419.

**Shatsky V.S., Ragozin A.L., Logvinova A.M., et al.** Diamond rich placer deposits from iron-saturated mantle beneath the northeastern margin of the Siberian craton // *Lithos*, 2020, v. 365, p. 143-157.

**Shirey S.B., Cartigny P., Frost D.J., et al.** Diamonds and the Geology of Mantle Carbon // *Rev. Miner. Geochem.*, 2013, v.75, p. 355-421.

**Skuzovatov S., Wang K.-L., Smelov A.P.** Tracing the origin of zircon megacrysts in Triassic sediments of northeastern Siberian craton with implications to diamond paucity of craton-edge subcontinental lithospheric mantle // *Lithos*, 2021, v. 400-401, 106376.

**Sobolev N.V.** Deep-Seated Inclusions in Kimberlites and the Problem of the Composition of the Upper Mantle // American Geophysical Union, Washington, D.C., 1977, 279 p.

**Sobolev N.V., Yefimova E.S.** Composition and petrogenesis of Ti-oxides associated with diamonds // *Intern. Geol. Rev.*, 2000, v. 42 (8), p. 758-767.

**Sobolev N.V., Yefimova E.S., Koptil V.I.** Mineral inclusions in diamonds in the northeast of the Yakutian diamondiferous province // In: Gurney J.J. et al. (Eds). *Proc. of the VII Intern. Kimb. Conf. Cape Town, 1999, Red Roof Design*, 2, p. 816-822.

**Sobolev N.V., Lavrent`ev Y.G., Pokhilenko N.P., et al.** Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their parageneses // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1973, v. 40, p. 39-52.

**Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A., et al.** Mineral inclusions in microdiamonds and macrodiamonds from Yakutian kimberlites: a comparative study // *Lithos*, 2004, v. 77, p. 223-242.

**Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A., et al.** Petrogenetic significance of minor elements in olivines from diamonds and peridotite xenoliths from kimberlites of Yakutia // *Lithos*, 2009, 112S (2), p. 701-713.

**Stachel T., Harris J.W., Muehlenbachs K.** Sources of carbon in inclusion bearing diamonds // *Lithos*, 2009, v. 112S, p. 625-637.

**Sun J., Liu C.-Z., Tappe S., Kostrovitsky S. et al.** Mantle sources of kimberlites through time: A U-Pb and Lu-Hf isotope study of zircon megacrysts from the Siberian diamond fields // *Chem. Geol.*, 2018, v. 479, p. 228-240.

**Taylor W.R.** Rutile U-Pb dating in diamond exploration-application to detrital heavy mineral provenance studies and kimberlite age dating // 9<sup>th</sup> Intern. Kimb. Conf., Frankfurt, 2008, Ext. Abstr., N 9, 9IKC-A-00373.

**Vernier M., Ziberna L., Princivale F. et al.** Trace elements in chromian spinels from Siberian kimberlites // *Am. Miner.*, 2022 (in press).

**Wagner P.A.** The diamond fields of Southern Africa // Johannesburg, Transvaal Leader, 1914, 347 p.

**Williams A.F.** The genesis of the diamond // Benn, London, vols. 2, 636 p.

**Zedgenizov D.A., Kalinina V.V., Reutsky V.N., et al.** Regular cuboid diamonds from placers of the northeastern Siberian platform // *Lithos*, 2016a, v. 265, p. 125-137.

**Zedgenizov D., Rubatto D., Shatsky V., et al.** Eclogitic diamonds from variable crustal protoliths in the northeastern Siberian craton: trace elements and coupled  $\delta^{13}\text{C} - \delta^{18}\text{O}$  signatures in diamonds and garnet inclusions // *Chem. Geol.*, 2016b, v. 422, p. 46-59.

**Zemnukhov A.L., Reutsky V.N., Zedgenizov D.A., et al.** Subduction related population of diamonds in Yakutian placers, northeastern Siberian platform // *Contrib. Minerals. Petrol.*, 2020, v. 175, p. 98.

## Подписи к рисункам

Рис. 1. Схема алмазоносности арктической зоны Сибири

Рис. 2. Положение алмазоносных пачек ангардамтасского комплекса в разрезе триасовых отложений (А) и лапиллиевые туфы основания кенгдейской пачки (фото В.И. Павлова)

1 — песчаники; 2 — алевриты; 3 — аргиллиты; 4 — туфы, ксенотуфы, туффиты, туфогравелиты, туфоконгломераты; 5 — конгломераты, гравелиты; 6 — фауна; 7 — углефикация, 8 - место отбора образца в разрезе рис. 2 Б.

Рис.3. Буровая линия БГ1 ОАО «Нижне-Ленское», вскрывшая булкурскую пачку ангардамтасского комплекса.

Рис.4. Особенности строения булкурской «пачки» ангардамтасского комплекса в районе Булкурской антиклинали (т.н. БГ1):

разрез булкурской пачки (А); ксенотуфы в скважине БГ1/2 (Б); округлые вертикальные полости, заполненные туфами и ксенотуфами (В); трещины, залеченные туфогенным материалом (Г); вулканические бомбы (Ж); миндалины кальцита (З). Фото С.А. Граханова.

Рис.5. Микрофотографии (б/ан) интенсивно измененных мелколапиллиевых туфов р. Улахан-Юрях, руч. Тас-Крест-Юряге [Проскурнин и др., 2012] и лапиллиевых туффитов с участка Булкур [Граханов и др., 2010] ангардамтасского комплекса:

А – преобразованный литовитрокластический туф «флюидальный», в котором наблюдаются округлые литокласты измененных магматических пород основного, возможно, ультраосновного состава (а), вулканического шлака (б), девитрифицированного вулканического стекла, измененного от периферии к центру (в), округлые литокласты со структурами типа автолитовых брекчий (г), округлые витрокласты, замещенные рудным материалом, иногда зонально (д), лапилли сцементированы близким по литологическому составу материалом псаммито-алевритовой размерности, шл. 19031/1, р. Улахан-Юрях; Б – преобразованный литовитрокластический туф, сложенный округлыми литокластами псевдоморфно замещенными септехлорит-септешамозитовым агрегатом: с зональным замещением по периферии (а), с реликтовыми структурами типа гиалопилитовой (б), зональными с массивным ядром в центре и радиально-лучистым по периферии (в), со структурами типа автолитовых брекчий (г), шл. 19052/5, руч. Тас-Крест-Юряге; В – мелколапиллиевый туф, обогащенный крупнообломочным резургентным материалом типа агглютината (а), который сам содержит обломки со структурами автолитовых брекчий (б) и округлыми литокластами основного,

возможно, ультраосновного состава (в), обломками шлаковидной породы (г), девитрифицированного вулканического стекла (д), в том числе с порфириной (за счет замещенного оливина?) структурой (е), округлыми обломками с реликтивными витрокластическими и келифитовыми структурами (ж), шл. 19026, р. Улахан-Юрях; Г – обломок кластолавы размером 1,5 см, шл. 19029, р. Улахан-Юрях; Д – деформированная лапилли зонального строения, сложенная концентрическими зонами септехлоритового агрегата, в различной степени обогащенного тонкодисперсными лейкоксеном, гетитом, маггемитом, шл. 19031/1, р. Улахан-Юрях; Е – И – измененные лито - и витрокласты в лапиллиевом туфе, шл. 19027/3, р. Улахан-Юрях: Е – агрегатные псевдоморфозы септехлорита, септешамозита по деформированному фенокристаллу, видимо, оливина (а), фрагмент зональной лапилли (б), измененные литокласты (в, г); Ж – лапилли измененной магматической породы основного, возможно, ультраосновного состава (а), девитрифицированного вулканического стекла с включениями лейкоксенизированного ильменита (б), шлаковидной породы с мелкими фенокристами, возможно, оливина (в), зональные, замещенные несимметрично рудным материалом (г); З – фрагмент лапилли магнетит-септехлоритового состава, агрегатные псевдоморфозы которых отражают реликтовую структуру и морфологию оливин-мелилитовой породы; И – сферический обломок раскристаллизованного вулканического стекла с изменениями по периферии; К – туффит с аккреционными лапиллями сферической формы и остроугольными обломками кварца и полевых шпатов (шлиф, николи ||); Л – внутренняя структура лапиллей в туффитах с ретрокристами кварца и псевдоморфозами шамозита по округлому минералу (полированный шлиф, при косом освещении).

Рис. 6. Содержание минералов легкой фракции в туфогенно-осадочных породах основания булкурской пачки (разрез 4, рис. 1). Условные обозначения: 1- содержание минералов, %; 2 - туфы, 3 – песчаники; 4- алевролиты; 5 -ракушняки.

Рис.7. Пиропы из основания булкурской пачки западного крыла Булкурской антиклинали (участок Булкур, т.н. ПГ2, разрез 3 на рис. 1, фото А.О. Зарукина) (А) и содержание неокатанных (I+II классов) зерен пиропов в вулканогенно-осадочных породах карнийского яруса (Б).

Рис. 8. Диаграммы (по Соболеву, 1971) соотношения  $\text{CaO}-\text{Cr}_2\text{O}_3$  в составе пиропов из осадочно-вулканокластических пород ангардамтасского комплекса. Условные обозначения здесь и на рис. 9: Н – область гарцбургит-дунитового парагенезиса (пиропы «алмазной ассоциации»); L – область лерцолитового



парагенезиса; W – область верлитового парагенезиса. Диагональ разделяет область вхождения CaO в уваровитовый компонент (слева от диагонали) и в кноррингитовый компонент MgCr (справа от диагонали). Аналитики Кузьмин Д.В., Усова Л.В.

Рис. 9. Диаграммы (по Соболеву, 1971) соотношения CaO-Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в составе пиропов из осадочно-вулканокластических пород ангардамтасского комплекса. Условные обозначения см. в рис. 8.

Рис. 10. Соотношение содержаний MgO с TiO<sub>2</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в пикроильмените из двух проб карнийского яруса: Булкур (1) и кряж Прончищева (2). Аналитики Кузьмин Д.В., Усова Л.В.

Рис. 11. Алмазы из туфов основания карнийского яруса западного склона Булкурской антиклинали, т.н. ПГ2, класс -4+2 мм. Образец конгломератов м. Тумул с алмазом класса -4+2 мм (а). Фото Граханова С.А.

Рис. 12. Распределение алмазов по общему содержанию азота в туфогенно-осадочных породах основания карнийского яруса. Аналитик Богуш И.Н., НИГП АК «АЛРОСА».



**Условные обозначения**

**Российские месторождения и проявления алмазов**

- промышленные четвертичные россыли эксплуатируемые
- россыли средней и низкой продуктивности
- россыли с убойной алмазностью
- \* - единичные находки алмазов в четвертичном аллювии

**Находки алмазов в древних промывочных коллекторах**

- ★ - ураганные значения алмазности

**Средние и низкие значения алмазности**

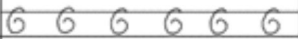
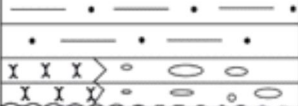

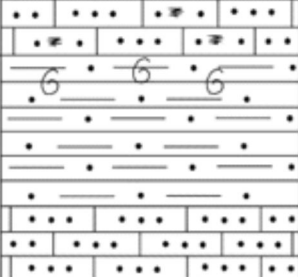
- ★ в каменноугольных отложениях
- ★ в триасовых отложениях
- ★ в юрских отложениях
- ★ в меловых отложениях
- ★ в неогеновых отложениях

**Осевые части минералогических зон:**

- ДО - Далдыно-Оленокская;
- К - Куньинская;
- П - Печорская;
- ХМ - Харвайско-Мунская
- - Кимберлитовые поля
- Административная граница









**Изученные разрезы**

- Кольский пазух**
1. Спасский, Заветинский шурфы
  2. Кимлово-Юрты, край Чалюского бассейна
  3. Букурская антимонитовая, т.п. ПУГ
  4. Букурская антимонитовая, т.п. БП
  5. Спасский разрез, м.п. Урван-Курт
  6. Дольца р. Олень, м.п. Турут
  7. Край Прончица, р. Ураловы
  8. Море Литваво, м.п. Цинкена
  9. р. Улакан-Алмарай, кр. Тура-Сис
  10. Букурская антимонитовая, р. Химистов
  11. Край Чалюского, р. Гис-Красн-Юрты

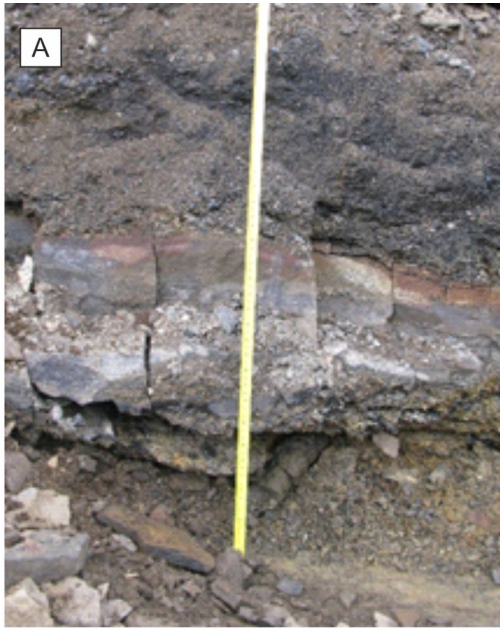
А		Система	Отдел	Ярус	Свита	Пачка	Литологическая колонка	Точки разрезов на рис. 1	Алмазоносность
Триасовая	Верхний	Карнийский	Осипайская			Булукская		3, 4, 5, 6, 7 8, 9, 10, 11	высокая, ураганная
									
Средний	Ладинский	Олимпийская-Усть-Оленекская				Кендейская		1,2	низкая, средняя
						Туус-Балыкская			

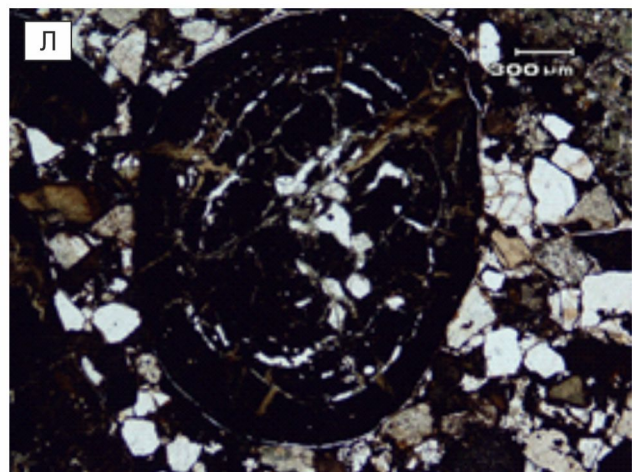
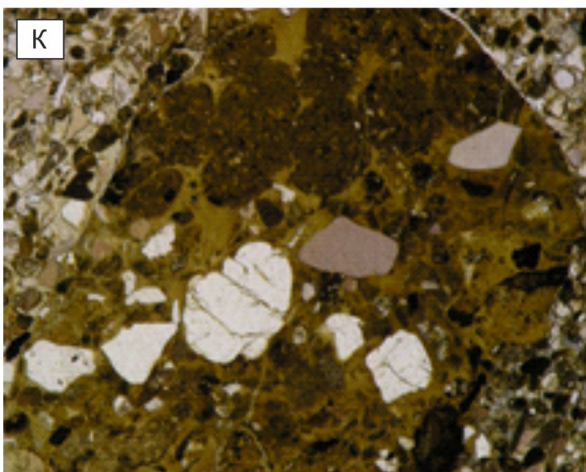
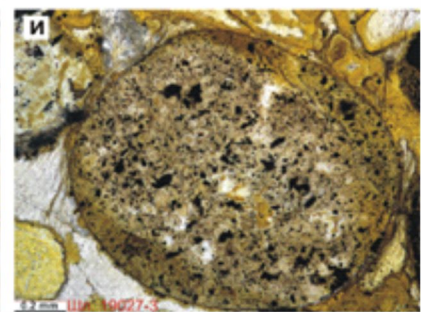
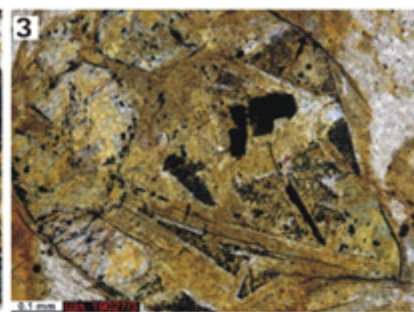
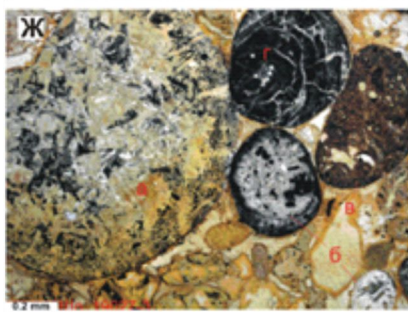
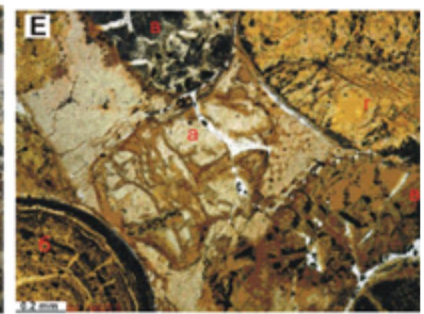
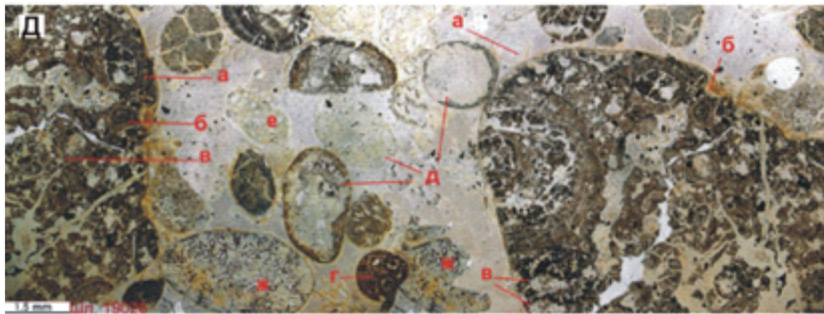
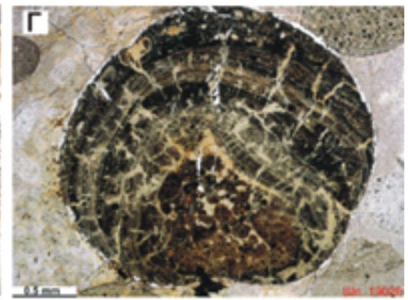
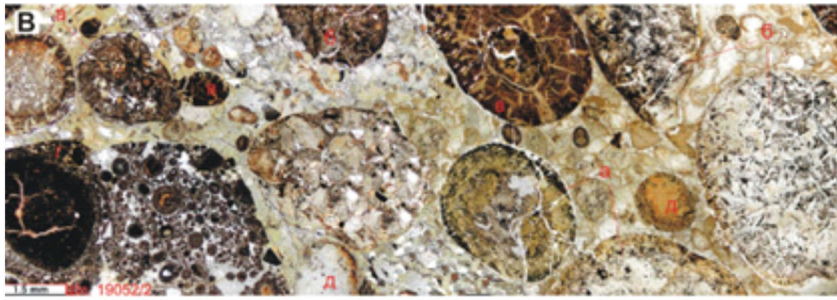
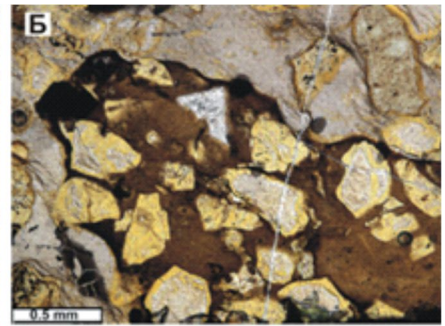
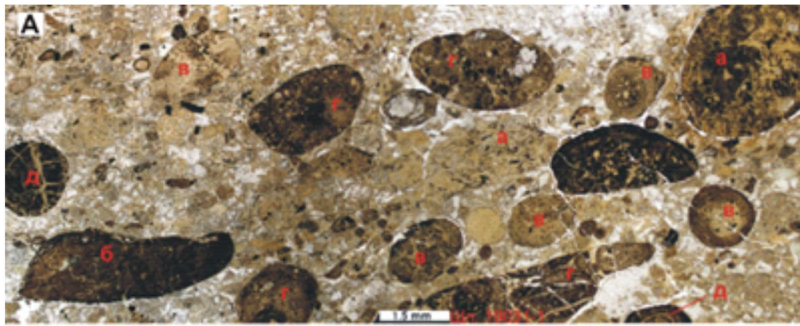


Условные обозначения

- |   |   |   |   |  |
|---|---|---|---|--|
|  1 |  2 |  3 |  4 |  5 |
|  6 |  7 |  8 |   |  |







уч. Булкур, скважина БГ1/1

№ проб	Породы, возраст	Содержание, %			
		кварц	гидрослюда	карбонат	хлорит+вулк. ст.
		10 20 30 40 50 60 70	20 40 60 80 100	30 50 70 90	10 30 50 70 90
БГ 1/1-1	Т:к	48,8	0,0	0,0	3,7
БГ 1/1-3	Т:к	0,0	3,2	0,0	92,0
БГ 1/1-6	Т:л	38,4	0,0	31,3	1,2

уч. Булкур, скважина БГ1/2

№ проб	Породы, возраст	Содержание, %			
		кварц	гидрослюда	карбонат	хлорит+вулк. ст.
		10 20 30 40 50 60 70	20 40 60 80 100	30 50 70 90	10 30 50 70 90
БГ 1/2-1	Т:к	59,0	0,0	0,0	0,0
БГ 1/2-3	Т:к	0,9	3,6	25,0	69,6
БГ 1/2-5	Т:л	75,6	0,0	6,8	0,6

уч. Булкур, скважина БГ1/3

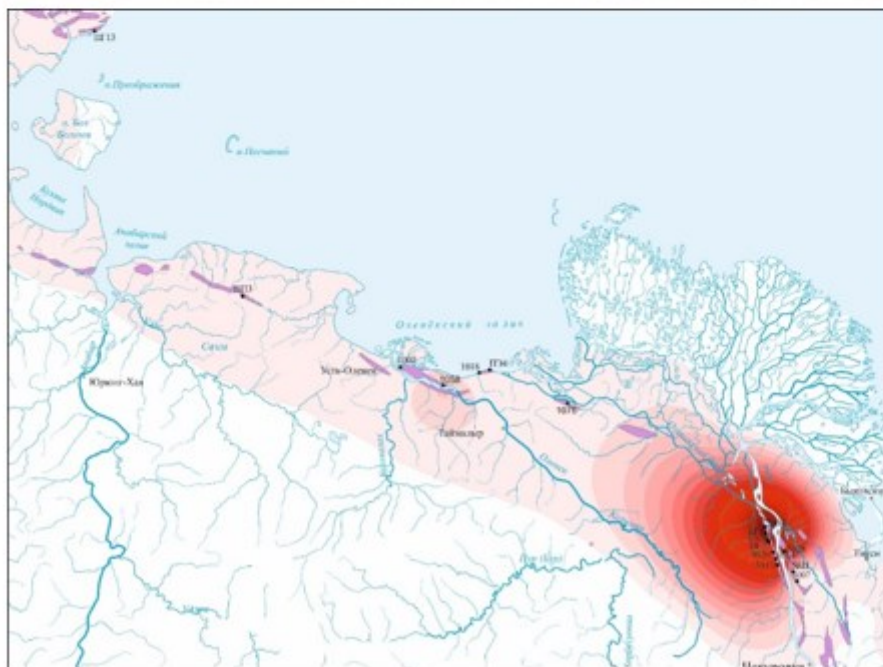
№ проб	Породы, возраст	Содержание, %			
		кварц	гидрослюда	карбонат	хлорит+вулк. ст.
		10 20 30 40 50 60 70	20 40 60 80 100	30 50 70 90	10 30 50 70 90
БГ 1/3-1	Т:к	72,3	0,0	7,2	1,2
БГ 1/3-2	Т:к	4,0	14,2	0,0	73,9
БГ 1/3-4	Т:л	54,5	0,0	9,1	0,0

уч. Булкур, скважина БГ1/4

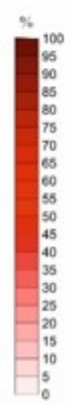
№ проб	Породы, возраст	Содержание, %			
		кварц	гидрослюда	карбонат	хлорит+вулк. ст.
		10 20 30 40 50 60 70	20 40 60 80 100	30 50 70 90	10 30 50 70 90
БГ 1/4-2	Т:к	55,1	0,0	2,2	0,0
БГ 1/4-3	Т:к	48,4	0,0	34,2	0,6
БГ 1/4-4	Т:л	63,1	0,0	16,7	0,0



А



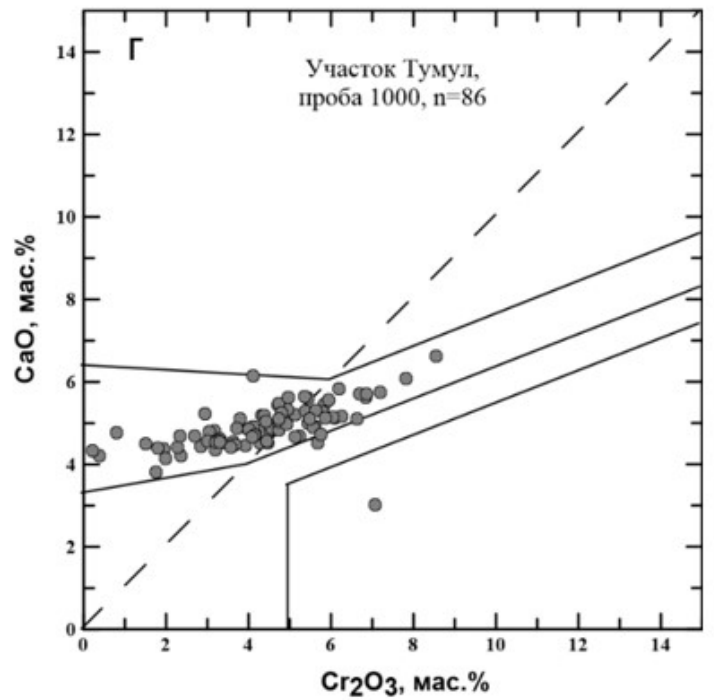
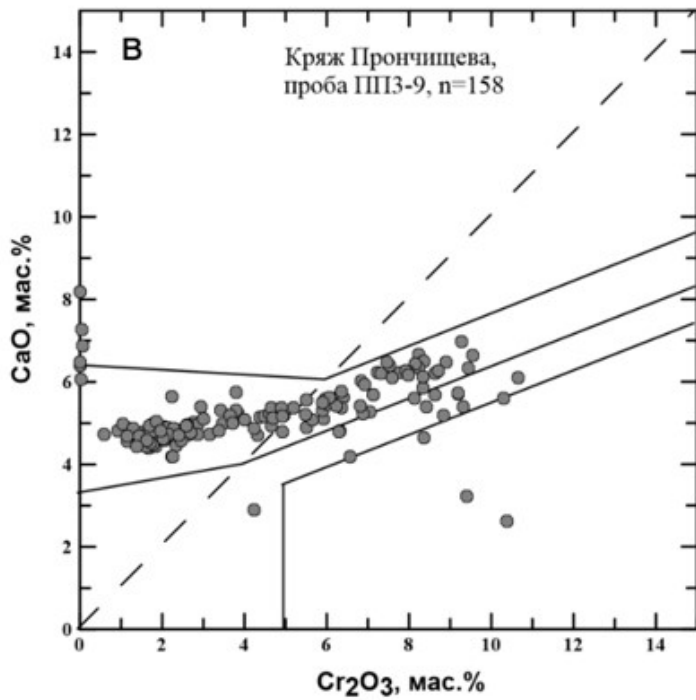
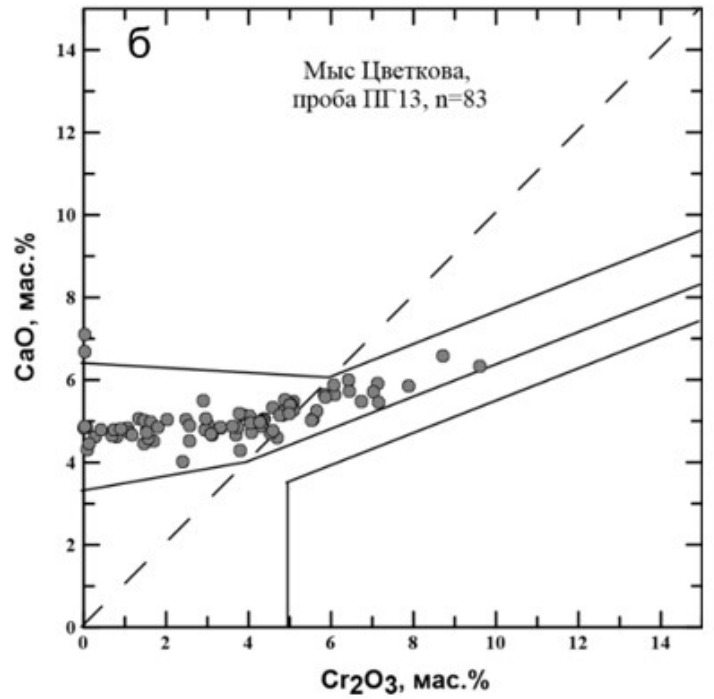
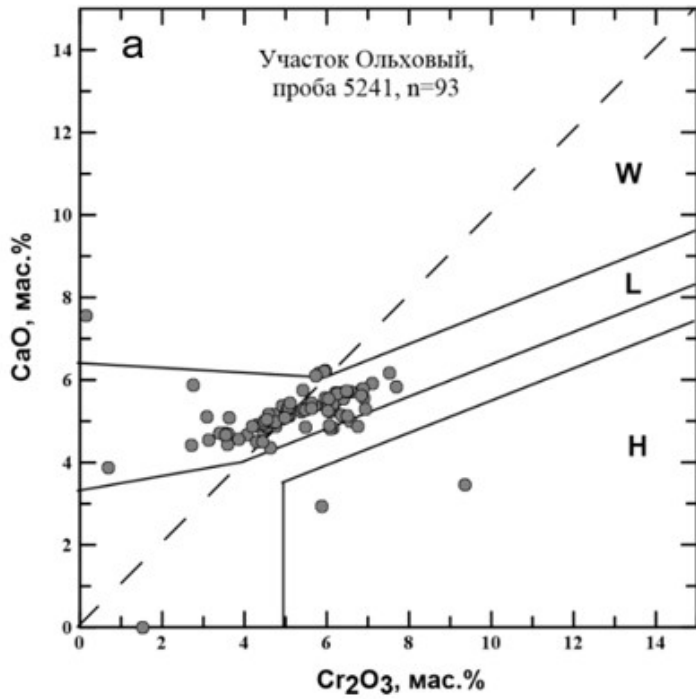
Б

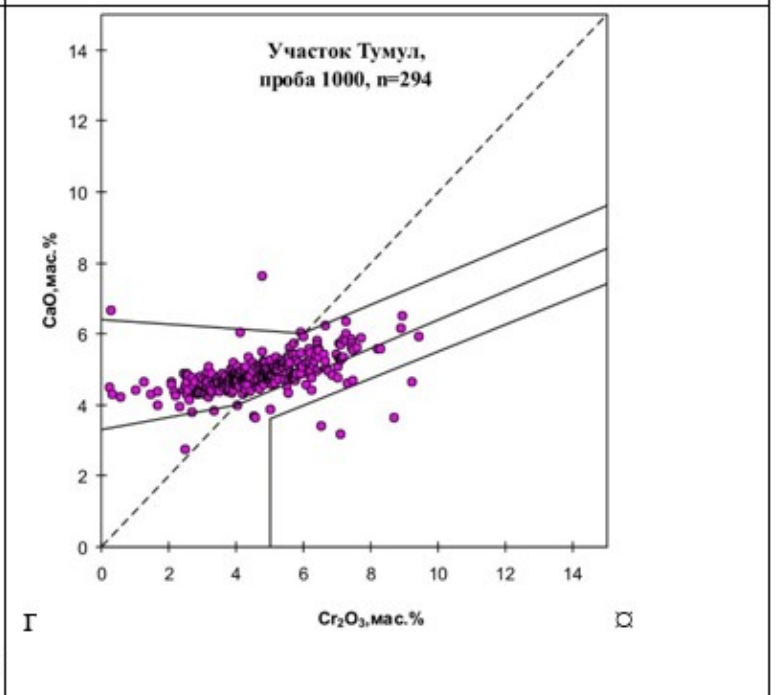
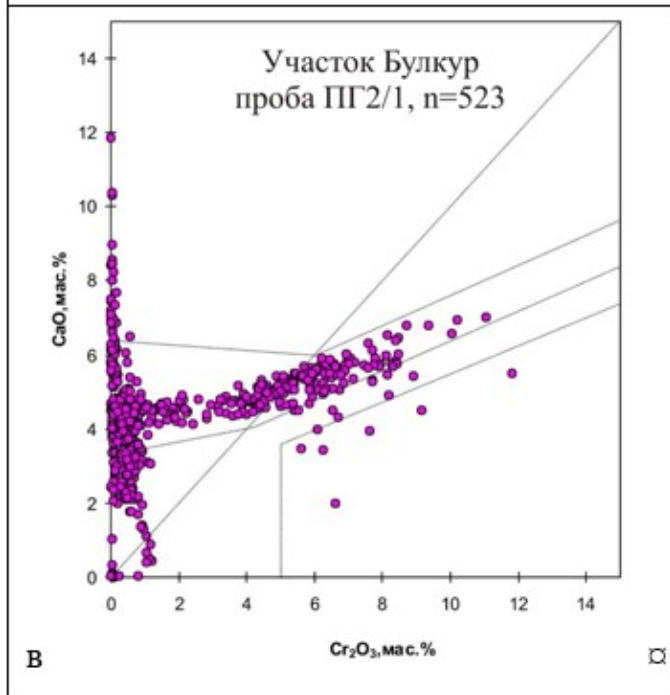
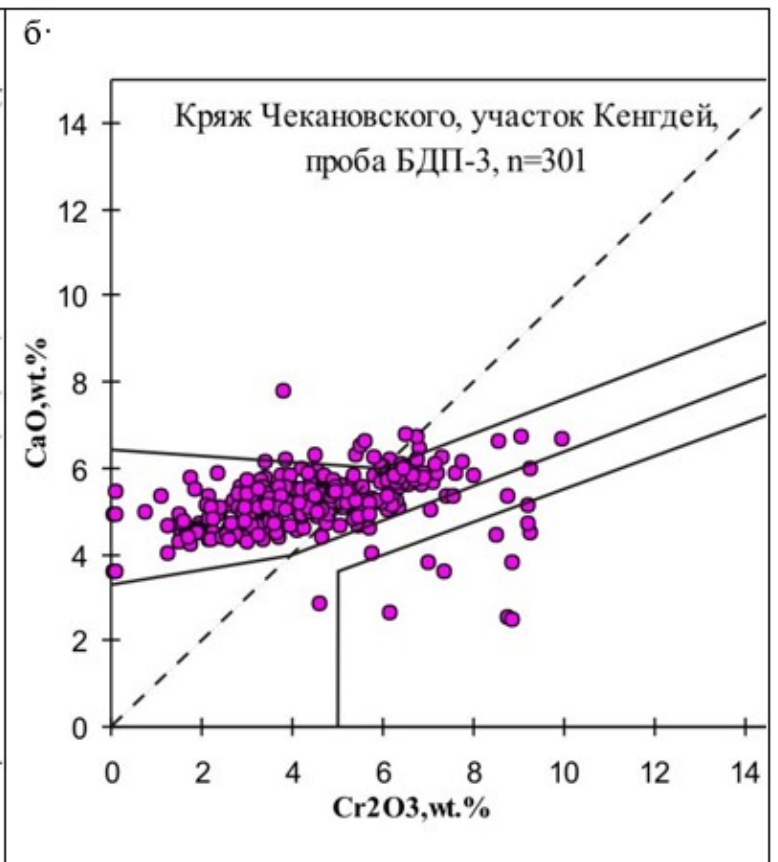
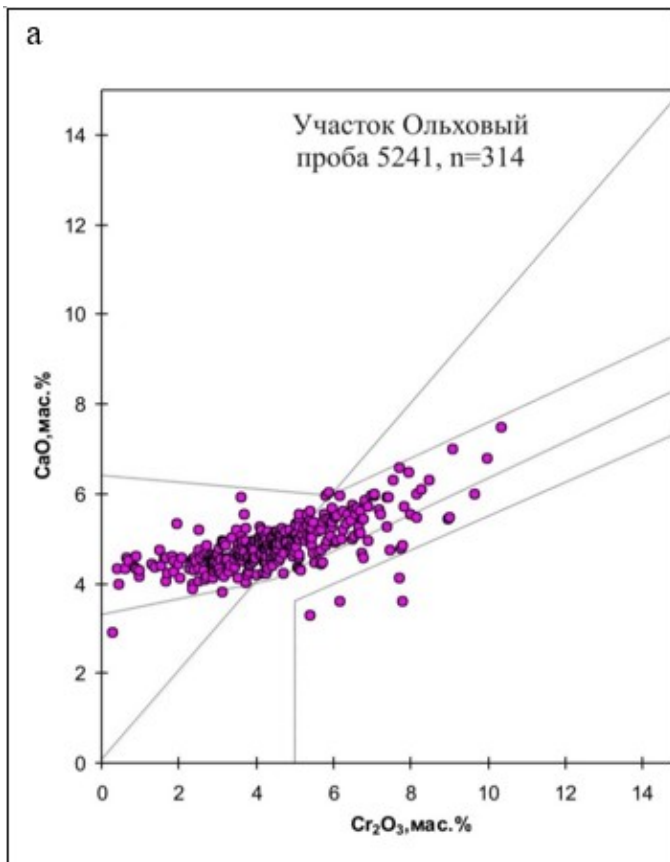


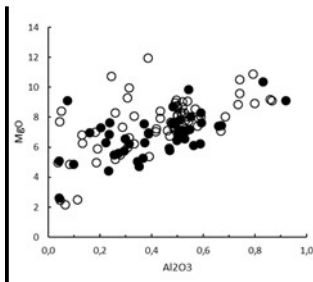
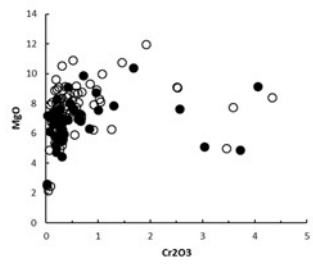
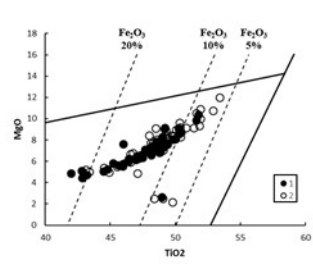
Выходы туфогенно-осадочных пород кармийского яруса

Мащтаб 1:2 500 000









A



Б



