

Г. А. ШАТКОВ, О. Ю. ЛЕБЕДЕВА, А. В. АНТОНОВ, Н. Г. БЕРЕЖНАЯ,
П. А. ЛЬВОВ, Ю. С. БАЛАШОВА, С. А. СЕРГЕЕВ (ВСЕГЕИ)

Вулканические пеплы Примагаданья: петролого-геохимические особенности и возраст

Уточнены вещественный состав, геохимия и возраст Хасынского и Уптарского месторождений вулканических пеплов. Предложена оригинальная методика их опробования. С помощью микрозондирования исследованы микроструктура и текстура этих пород. Обосновывается предположение, что пеплопад и накопление мощных толщ вулканических пеплов происходили здесь гравитационным способом непосредственно из воздушной среды без участия водных потоков. Изученные месторождения вулканических пеплов можно отнести к категории первично-осадочных. Они состоят из частиц изотропного стекла, преобладающий размер которых (70 %) 0,1–0,04 мм. По существу они не имеют примеси «постороннего» вещества. Установлено, что каждая пепловая частица имеет такой же состав, как и месторождение в целом. Валовой состав вулканических пеплов соответствует магматогенным трахириодацитам. Для этих и подобных пород, слагающих уникальные месторождения вулканических пеплов, желателно сохранить название «хасынит». Выявлено и проанализировано (SHRIMP II) 11 кристаллов цирконов, генетически связанных с пеплами. Сделано 16 аналитических точек. Изотропный возраст от 140 до 350 тыс. лет, соответствующий среднему звену неоплейстоцена.

Ключевые слова: вулканический пепел, методика опробования, электронное микрозондирование, трахириодацит, молибден, изотопный возраст, неоплейстоцен, палеовулкан, Охотское море.

G. A. SHATKOV, O. YU. LEBEDEVA, A. V. ANTONOV, N. G. BEREZHNYAYA,
P. A. LVOV, YU. S. BALASHOVA, S. A. SERGEEV (VSEGEI)

Volcanic ashes of Magadan Region: petrological and geochemical features and age

Composition, geochemistry and age of Khasynsky and Uptarsky volcanic ash deposit were clarified. An ash sampling original technique has been offered. Using electron probe microanalysis and scanning microscopy, the texture and microstructure of ashes, were studied and documented. We suppose that ashfall and precipitation took place directly from atmosphere, without material transfer by water. Thus, the ash deposits above should be considered as autochthonous sedimentary ones. The deposits studied are composed of isotropic glass particles, free of impurities. 70 % of particles are of 0.1–0.04 mm in size. Each particle has the same composition as a whole deposit. Chemically, volcanic ashes are matching to trachyte riodacite. It seems that for such distinctive rocks, forming unique deposits, the name «khasynit» may be proposed. Eleven accessory zircon crystals were separated and analysed (SIMS SHRIMP), 16 data spots in total. Its U-Pb isotopic age is of 140–350 Ka, corresponding to the Midneopleistocene time.

Keywords: volcanic ash, sampling technique, electron microprobe, trachyte riodacite, molybdenum, isotopic age, Neopleistocene, paleovolcano, Okhotsk sea.

Предпосылки для изучения месторождений вулканических пеплов. Отделом сводного и обзорного геологического картографирования ВСЕГЕИ (рук. С. П. Шокальский) выполнены комплексные исследования по объекту № 4-11/14 «Создание сводных и обзорных карт геологического содержания территории России и прилегающих акваторий в рамках международных проектов» (2014–2016). Большое внимание уделено анализу пространственно-временной зональности вулканических поясов и их металлогенической специализации в дальневосточной зоне перехода континент – океан.

Впервые тезис о взаимосвязи азиатских и тихоокеанских планетарных вулканических и металлогенических структур высказал А. Е. Ферсман [15], вводя в геологическую науку понятие «Монголо-Охотский металлический пояс» (1926). В дальнейшем это направление, дополненное структурами

Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в тектонике и металлогении, развивали С. С. Смирнов, Л. И. Красный, М. И. Ициксон, А. Д. Щеглов, В. Ф. Белый, Р. Б. Умитбаев и др. Новейшая информация по тектонике, петрологии и металлогении зоны перехода Северо-Восток Азии – Тихий океан отражена на сводных картах геологического содержания и в объяснительных записках к ним, в том числе (Петров и др., 2016). Кроме планетарного Охотско-Чукотского пояса, к востоку от Магадана, за котловиной Охотского моря были выделены региональные вулканические пояса – Корякско-Западно-Камчатский (K₂–E), Центральнo-Камчатско-Олоторский (N–Q₁) и Курильско-Южно-Камчатско-Командорский (N₂–Q₄) протяженностью до 1500 км каждый.

Результаты работ по сейсмическим профилям 2-ДВ-М и 1-ОМ и последующая интерпретация

этих данных показали, что вблизи северного и северо-западного побережья Охотского моря отсутствует ископаемая зона Беньофа [1, 3, 14]. Оказалось, что от Магадана до Курильских островов продолжается гранитоидный фундамент [7, 10]. Таким образом, значительная часть планетарного Охотско-Чукотского вулканического пояса приобрела черты внутриконтинентальной структуры.

Касаясь особенностей металлогении примагаданской части, следует отметить, что здесь находятся месторождения золота (Карамкен), молибдена (Осеннее), а также проявления олова, меди, полиметаллов. В пределах Осеннего молибденового месторождения выявлена значительная примесь урана, что позволило обозначить на картах мелкое урановое месторождение (1989). Урановая минерализация приурочена к зонам дробления и представлена браннеритом, реже цейнеритом и настураном, нередко вместе составляя около 1% U. Месторождение оценено как неперспективное вследствие гнездового и спорадического распределения урановой минерализации. В юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса, в Куйдусунской структуре, сложенной риолитами, имеются проявления урана стрельцовского типа [17]. Сходные вулканические структуры продолжают в Примагаданье. Целесообразно было бы изучение признаков металлогенической специализации на Хасынском (Красавинском) и Уптарском (Сплавном) месторождениях, имеющих важное промышленное значение для стройиндустрии Дальнего Востока.

Кроме того, пеплы широко используются в стратиграфии кайнозоя для определения возраста пород не только радиоуглеродным и К-Аг методами [5, 12, 13]. Эти породы важны для палеовулканических реконструкций, и они, возможно, смогут служить индикаторами геохимической и металлогенической специализации отдельных участков (?) и тектонических зон, например выделенных Е. Г. Песковым [9]. Однако современные высокоточные аналитические и изотопно-геохимические методы исследований здесь пока применяются ограниченно [11, 13].

Краткая характеристика месторождений вулканических пеплов. Хасынское и Уптарское месторождения вулканических пеплов находятся в 60 и 40 км к северу от Магадана, они открыты в 30–40-е годы прошлого века. Первоначально вулканический пепел использовался для производства стекла, а затем в строительстве для повышения теплоизоляционных свойств и облегчения веса бетонных панелей.

Обширные сведения о вулканических пеплах Северного Приохотья (рис. 1) были получены при поисках и разведке сырья для производства стекла и вспученного перлита в бассейне р. Хасын. Они содержатся в отчетах И. Н. Бессонова, М. Н. Захарова и И. К. Мухомора (Галанин, Галанина, 1997). Различные виды четвертичных вулканических пеплов обнаруживаются в естественных обнажениях, карьерах, выработках и озерных кернах



Рис. 1. Схема распространения позднекайнозойских вулканических пеплов на территории Северного Приохотья и Верхней Колымы [5]. Географическую основу подготовил Е. В. Шпикерман

1 – плащеобразные первично-осажденные пепловые покровы, главным образом подпочвенные или внутрипочвенные; 2 – вулканические пеплы, переотложенные в составе склоновых, флювиальных и озерных отложений (перекрытые); 3 – лимнокамовые линзы в зырянских ледниковых и водно-ледниковых отложениях; 4–6 – местоположение разрезов, содержащих четвертичные вулканические пеплы (4 – естественные обнажения и неглубокие почвенные прикопки, 5 – Хасынское и Уптарское месторождения, 6 – керны озерных осадков)

(Баранова, Бискэ, 1964; Слободин, 1990; Галанин, Галанина, 1997; Андерсон и др., 1997, 1998) [5, 8].

Изучением кайнозойских вулканических пеплов Северного Приохотья и сопредельных территорий занимались многие геологи [5, 8, 10–13]. Кроме Хасынского и Уптарского месторождений, здесь широко распространены многочисленные мелкие проявления вулканических пеплов (рис. 1), возраст которых слабо изучен. Постоянно предпринимаются попытки выявить каналы эндогенного происхождения [9], с которыми можно было бы связать извержения вулканических пеплов. Их возраст изучался радиоуглеродным и К-Аг методами [8, 5]. Изотопный метод впервые был применен на Ямском проявлении, расположенном к востоку от Магадана [13].

Месторождение Хасынское (Красавинское) – $60^{\circ}02'52''$ с.ш., $150^{\circ}47'23''$ в.д., расположено на правом берегу руч. Красавица в двух километрах к северо-востоку от пос. Стекольный (рис. 2). Месторождение локализовано в позднекайнозойской грабеноподобной долине протяженностью более 1600 и глубиной до 50 м. Борта долины сложены гранитами и риолитами магаданского комплекса K_{1-2} (ГДП-200, лист О-56-1). В основании толщи вулканических пеплов наблюдаются выходы аргиллитов и угленосных пород предположительно K_2 – E возраста. На поверхности обнажений вулканических пеплов залегают верхнечетвертичные рыхлые конгломераты, среди них наблюдаются гальки андезитов и кварцевых порфиров (рис. 3, а). Месторождение состоит из двух линзообразных залежей вулканического



Рис. 2. Космический снимок Хасынского месторождения вулканических пеплов с размещением участков геологического изучения и опробования. Координаты обнажения K01 – $60^{\circ}02'52''$ с.ш., $150^{\circ}47'23''$ в.д.

пепла в долине руч. Красавица при впадении его в р. Хасын. Мощность верхней залежи от 0,4 до 20,3 м, длина 750 и ширина до 530 м. Мощность нижней залежи до 6 м, длина 1100 и ширина до 500 м. Мощность вскрыши от 1 до 24 м.

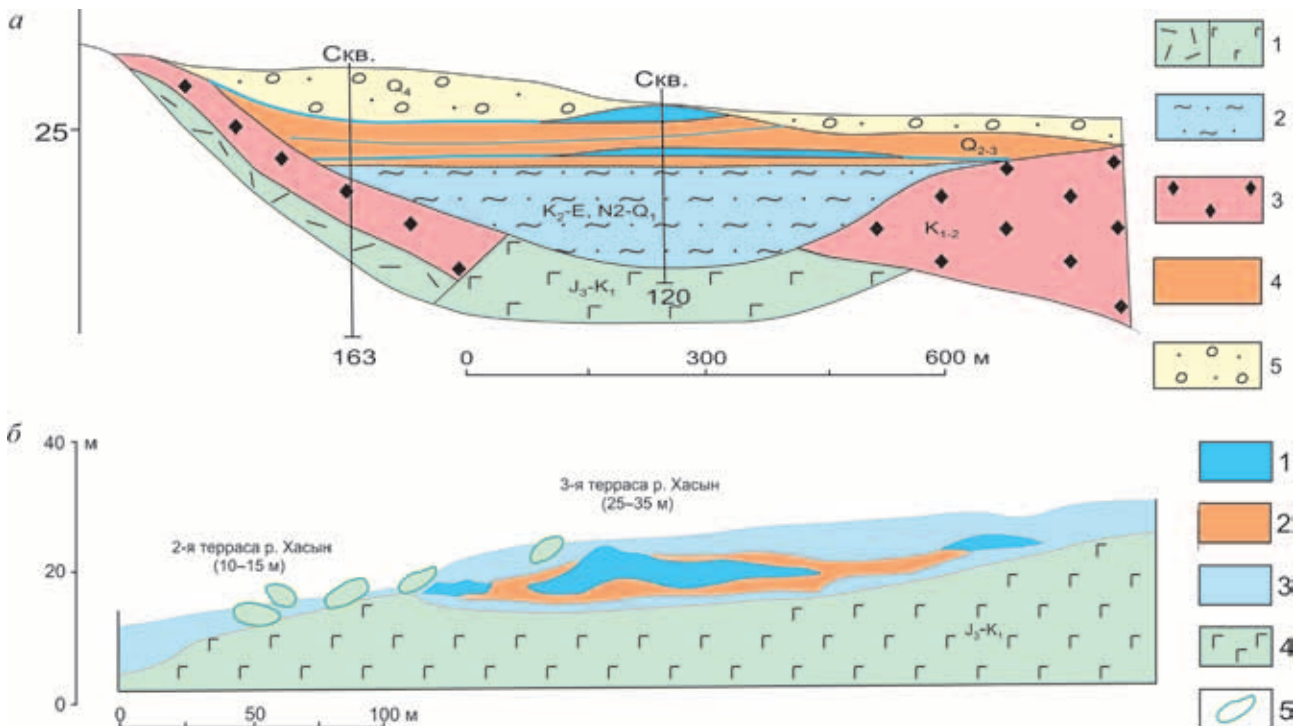


Рис. 3. Схематические разрезы месторождений Хасынское – а и Уптарское – б (по Горностаеву [12] с редакционными изменениями авторов)

а: 1 – андезибазальты момолтыкичкской свиты раннемелового возраста, 2 – терригенные пресноводно-континентальные песчано-глинистые отложения хасынской свиты, 3 – граниты магаданского комплекса, 4 – предполагаемые озерно-ледниковые отложения, 5 – современные отложения горных долин. Синим цветом показаны коренные выходы вулканических пеплов.
б: 1 – вулканические пеплы, 2 – терригенно-вулканогенные образования, 3 – нерасчлененные песчано-глинистые образования, 4 – андезибазальты момолтыкичкской свиты раннемелового возраста, 5 – валуны



Рис. 4. Сводный разрез вулканических пеплов Хасынского месторождения (снизу вверх)

а – мощные пласты (30–50 см) белых вулканических пеплов; *б* – залегающие сверху тонкослоистые бурые вулканические пеплы, напоминающие текстуры ленточных глин (мощность слоев 2–5 см); *в* – опробование и замер радиоактивности вулканических пеплов; *г* – заливка эпоксидной смолой пробы вулканического пепла

В западной части месторождения обе залежи сливаются, образуя единое тело мощностью 30 м. Преобладает белый и серо-белый вулканический пепел, на 99,8 % состоящий из обломков кислого вулканического стекла. Плотность пеплов 2,33, объёмная масса 1,50–1,82 г/см³, естественная влажность 20,8–36,2 %, температура плавления до 1200 °С. Коэффициент вспучивания чистого пепла 9,6–14,2. На 1.01.1992 запасы в целом по месторождению по категориям А+В+С₁ составляют 3757 тыс. м³. Оработка месторождения проводилась открытым способом. Сейчас месторождение законсервировано.

Месторождение Уптарское (Славное) – 59°52'20" с.ш., 150°37'44" в.д., расположено на высокой (30 м) террасе р. Хасын при впадении в неё руч. Уптар (рис. 3, б). Терраса сложена андезитобальзальтами момолтыкичской свиты раннемелового возраста (ГГК-200, 1964). Промышленное значение имеет юго-западная залежь размерами 500 на 250 м, мощностью от 6,1 до 13,7 м. Мощность вскрыши от 0,7 до 30 м. Вулканический пепел на 99,8 % состоит из обломков кислого вулканического стекла. Плотность пепла 2,34–2,52 г/см³, насыпная масса 940–1710 кг/см³. На 1.01.1992 балансовые запасы 64 и забалансовые 348,9 тыс. м³. Возможна оработка месторождения открытым способом. Пока месторождение законсервировано.

Методика опробования. В пределах Хасынского и Уптарского месторождений авторы провели геологические наблюдения с замерами радиоактивности пород и с отбором образцов и проб вулканических пеплов. Были изучены три вертикальные стенки обнажений вулканических пеплов (высотой 3–5 м) на Хасынском месторождении и один крутой склон (до 9 м по вертикали) на Уптарском. Особенности расслоенности вулканических пеплов показаны на рис. 4, а, б.

Поскольку вулканические пеплы – это слабоцементированные, при высыхании сыпучие породы, авторами применялась следующая методика отбора проб. Использовались прозрачные пластмассовые стаканчики. Методом вдавливания стаканчика в слоистую породу (вкрест простирания слоев) берется проба. Сверху стаканчик заливается смолой (типа канадского бальзама) и закрывается пластмассовой крышечкой (рис. 4, в, г). Для изучения состава и структуры вулканического пепла после застывания стаканчик распиливался в шлифовальной мастерской ВСЕГЕИ. В прозрачно-полированных шлифах хорошо сохранялись первичные структура и текстура пеплов. Не имея смолы, также можно брать пробы, плотно закрывая стаканчик крышечкой, и дальнейшие работы проводить с канадским бальзамом в шлифовальной мастерской. Из тех же точек отбирался сыпучий пепловый материал

для геохимических и изотопно-геохронологических исследований.

Были также отобраны пробы вулканических пеплов на трех обрывистых стенках-сечениях на Хасынском (14 проб) и Уптарском (9 проб) месторождениях, отражающих полные разрезы пород (снизу вверх). Пробы характеризуют отдельные слои, различающиеся по оттенкам микро- и макрослоистости. Кроме того, были взяты три пробы вмещающих пород.

В Центральной аналитической лаборатории ВСЕГЕИ при изучении образцов применены следующие методы: рентгеноспектральный флуоресцентный анализ XRF (на петрогенные элементы); масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой ICP-MS (на 40 элементов); атомно-абсорбционный (холодный пар) метод Hg; инфракрасная спектрометрия $S_{\text{общ}}$; ионметрия F; количественный рентгенофазовый анализ (три пробы).

Результаты изучения вулканических пеплов.

В естественном залегании вулканические пеплы представляют собой снежно-белые тонкозернистые и тонкопористые рыхлые, постоянно сухие (гидрофобные) породы, относительно слабосцементированные, но способные удерживать вертикальные стенки. Они легко режутся ножом, в руке рассыпаются в мелкий порошок с едва чувствующейся зернистостью.

Наиболее полное описание свойств пеплов содержится в [9]: «Стекланные частицы совершенно свежие, бесцветные, водяно-прозрачные, отдельные шарики бутылочно-зелёного цвета. Плотность стекла составляет $2,45 \pm 0,05$ г/см³, твёрдость 5–6 по шкале Мооса, показатель преломления 1,477–1,498. Стекло оптически изотропно и рентгеноаморфно. Частицы стекла не растворяются в серной и соляной кислотах, но растворяются при кипячении в растворе КОН.

При прокаливании стекла происходит плавная потеря конституционной воды без термических эффектов. В области 900 °С и выше масса пробы почти стабилизируется. При прокаливании порошка в воздушно-распылённом состоянии стекло вспучивается. Частицы стекла приобретают шарообразную форму».

Оптимальная температура вспучивания 950 °С, наибольший коэффициент вспучивания – 33. опыты показали, что прокалённое до 300 °С стекло не адсорбирует влагу. Это свидетельствует о том, что вулканические пеплы Хасынского месторождения обладают признаками гидрофобности.

Вулканические пеплы состоят из частиц совершенно изотропного силикатного стекла, разнообразных по форме, размерами 0,1–0,04 мм – 70 %, 0,3–0,1 мм – 10 %, остальные частицы в виде пыли [9]. Они образуют микро- и макрослои и линзы с достаточно четкими границами.

В работе [12] утверждается, что мощные залежи пеплов образовались по модели формирования ленточных глин (варвохронологический метод).

Принципиально иные предположения о происхождении слоистости пеплов делают авторы данной статьи по результатам электронного микронзондирования ППШ этих пород (рис. 5, а, б, в). На всех изученных разрезах породы состоят исключительно из частиц вулканического стекла, и не ясно, можно ли такие породы отнести к категории ленточных

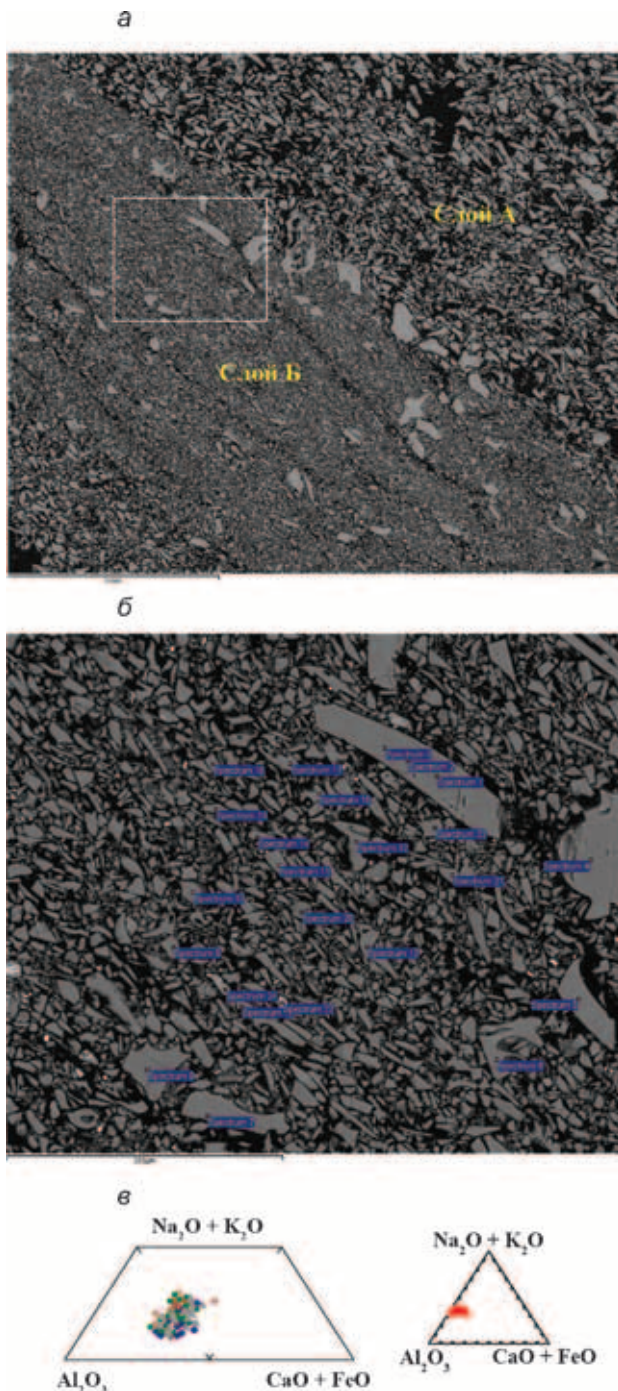


Рис. 5. Микрофотографии фракции пепла и вариации состава пепловых частиц

а – пр. КО3-3, режим обратно-рассеянных электронов; б – увеличенный фрагмент слоя Б (табл. 5); в – вариации состава пепловых частиц (сводная) в координатах $Al_2O_3-(Na_2O+K_2O)-(CaO+FeO)$ (мас. %), демонстрируется высокая однородность состава пепловых частиц

глин. В дополнение к визуальным наблюдениям форм залегания вулканических пеплов с помощью электронного микронзондирования удалось наблюдать не только формы и размеры пепловых частиц, но и их ассоциации в виде субпараллельных слоёв с разными размерами пепловых частиц.

Необходимо подчеркнуть, что отсутствуют признаки неоднородности составов пеплов по отдельным пепловым горизонтам снизу вверх, а также по отдельным частям территории месторождений.

Химический состав вулканических пеплов (%)

Лаб. номер	Шифр пробы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃ общ.	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма	V	Ba	Fe ₂ O ₃	FeO
25981	KO1-1	72,6	13	0,082	0,97	0,080	0,1	0,52	4,01	4,55	<0,05	4,22	100	<0,005	0,017	0,75	<0,25
25982	KO1-4	72,5	13,1	0,081	0,97	0,080	0,11	0,53	3,95	4,52	<0,05	4,15	100	<0,005	0,016	0,69	0,26
25985	KO2-1	69,6	14	0,40	2,58	0,085	0,61	1,61	3,7	3,6	0,085	3,77	100	<0,005	0,037	1,87	0,64
25987	KO3-2	71,9	13,3	0,12	1,13	0,078	0,27	0,62	4,02	4,38	<0,05	4,25	100	<0,005	0,015	0,56	0,51
25988	KO3-4	72,1	13,4	0,09	0,99	0,076	0,21	0,55	4,01	4,46	<0,05	4,2	100	<0,005	0,012	0,78	<0,25
25989	C1-1	70,2	14,2	0,31	1,88	0,081	0,49	1,15	3,8	4,11	0,063	3,93	100	<0,005	0,027	1,31	0,51
25990	C1-2	71,1	13,6	0,27	1,66	0,078	0,42	1,09	3,89	4,09	0,055	3,94	100	<0,005	0,026	1,09	0,51
25991	C1-4	71,9	13,4	0,18	1,34	0,078	0,28	0,87	3,96	4,25	<0,05	3,84	100	<0,005	0,022	0,78	0,51
25992	C1-5	70,1	14	0,44	2,35	0,085	0,63	1,44	3,81	3,77	0,087	3,39	100	<0,005	0,035	1,43	0,83
25993	C1-6	72,1	13,3	0,17	1,29	0,078	0,26	0,83	3,95	4,31	<0,05	3,81	100	<0,005	0,021	0,72	0,51
25994	C1-8	72,0	13,4	0,16	1,25	0,076	0,27	0,79	3,93	4,3	<0,05	3,9	100	<0,005	0,017	0,54	0,64
25995	C1-9	72,1	13,4	0,14	1,19	0,077	0,24	0,72	3,99	4,35	<0,05	3,91	100	<0,005	0,016	0,62	0,51
25996	C1-11	69,4	14,6	0,46	2,46	0,081	0,71	1,49	3,68	3,84	0,09	3,42	100	<0,005	0,03	1,75	0,64
	Нижние пределы	0,02	0,05	0,01	0,01	0,010	0,1	0,01	0,1	0,01	0,05	0,1		0,005	0,005	0,3	0,25

Образование слоистости не противоречит признакам гравитационного отложения пепловых частиц. Вероятно, размеры частиц, поступавших в «пепловый осадочный бассейн», часто (?) менялись, однако инородный материал не поступал. Иногда наблюдается очень «тонкий» плёночный карбонатный (?) цемент [9].

Результаты силикатных анализов вулканических пеплов. Пробы отобраны по четырем разрезам (снизу вверх), из них три на Хасынском и одна на Уптарском месторождениях. Горды весьма однородны по химическому составу и соответствуют трахириодацитам (табл. 1, рис. 6). Для них характерны повышенное содержание Na₂O (ср. 3,9, от 3,68 до 4,02 %), K₂O (ср. 4,2 %, от 3,6 до 4,55 %) и высокое содержание воды (п.п.п.) – ср. 3,9, 3,42–4,25 %. Полученные авторами результаты полностью совпадают с аналитическими данными, приведенными ранее Е. Г. Песковым [9, с. 198].

По своим свойствам изотропные насыщенные водой пепловые частицы по существу представляют собой перлит. Поэтому вулканические пеплы Хасынского и Уптарского месторождений можно сопоставлять с месторождениями кислых вулканических стекол (перлитов), имеющих близкий химический состав [16]. При пересчете на нормативные минералы кварц, плагиоклаз (олигоклаз) и ортоклаз составляют 97–98 %. В этих породах очень мало кальция, обычно < 1, магния < 0,5, железа 1–2, титана 0,2–0,3 %. Характерная черта этих пород – повышенная щелочность при атомарно равных соотношениях Na и K.

Геохимические особенности вулканических пеплов. Для получения объективной информации о геохимических особенностях вулканических пеплов методами масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS), ионометрии и др. проанализированы 13 проб вулканических пеплов и три пробы вмещающих пород на 44 микроэлемента. В табл. 2 и 3 приведены результаты 572 элементно-определений по вулканическим пеплам.

Вулканические пеплы однородны по уровню содержания урана и тория на обоих месторождениях: U от 2,3 до 3,31, Th от 6,03 до 7,51 г/т, Th/U 2,41–2,35. В целом магматический очаг не был специализирован на радиоактивные элементы, однако, учитывая повышенное содержание калия, общая радиоактивность пеплов оказывается существенно выше по сравнению с другими породами, что позволяет использовать гамма-каротаж при поисках и разведке залежей вулканических пеплов.

Характерная геохимическая особенность вулканических пеплов изучаемых месторождений – повышенное содержание молибдена на Хасынском (2,44–5,91 г/т) и Уптарском (3,69–5,51 г/т) месторождениях. Это может служить признаком геохимической специализации на молибден магматического очага, с которым связаны эти пеплы.

Содержание серы от 0,021 до 0,038 % может указывать на относительно халькофильную

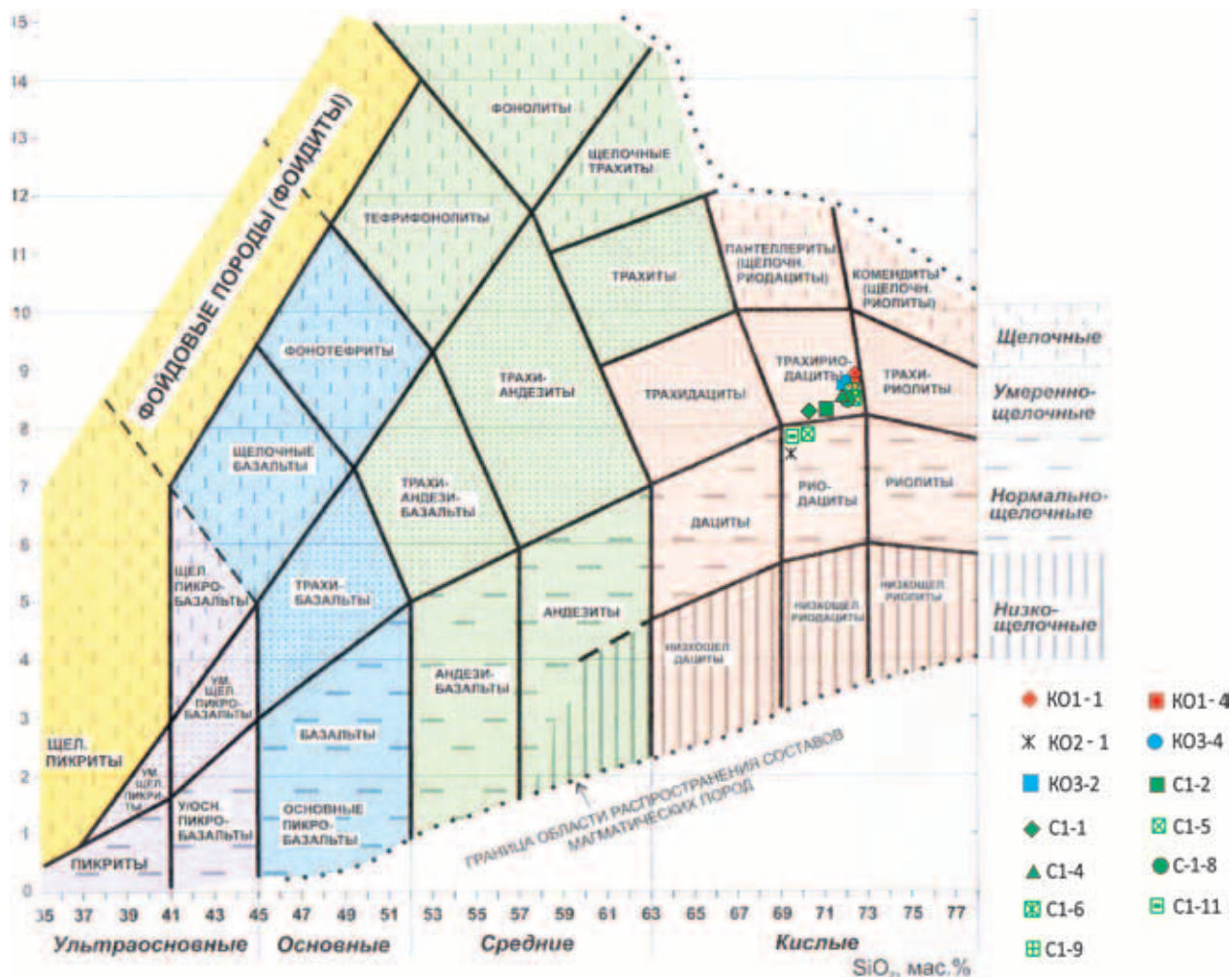


Рис. 6. Положение химических составов вулканических пеплов Хасынского и Уптарского месторождений

специализацию исходного магматического очага: слабоповышенное по отношению к кларку Li, Hf, Ag; соответствует кларку Pb, Bi, W, U, Th, S; умереннопониженное Y, Be, Rb, Zr, Nb, Sn, Cs, Ta. Протолит магматического очага, из которого образовались магаданские пеплы, сильно обеднен в отношении Co, Ni, Cu, V, Cr, Sr, Ba, Hg и, вероятно, F.

Проанализированы четыре пробы пеплов на золото, его содержание < 0,002 г/т.

Вулканические пеплы отличаются пониженным содержанием редкоземельных элементов (по сравнению с кларком). Это позволяет утверждать, что вулканические пеплы происходят из протолитов, которые были обеднены этими элементами. В их составе преобладают легкие РЗЭ (рис. 7), Eu/Eu* 0,39–0,62, свидетельствующее о том, что расплавы насыщены свободным кислородом.

Геохимические данные по вулканическим пеплам Хасынского и Уптарского месторождений Примагданья (табл. 2) авторы предлагают рассматривать как дополнение к ранее опубликованной сводной работе [11]. Приведенные здесь результаты также могут быть полезны для сопоставления изученных месторождений вулканических пеплов с аналогичными образованиями из действующих вулканов Камчатки, Курильских островов, а также Алеутской дуги, Южной Аляски, и, возможно, Восточной Чукотки. Принято искать

истоки магаданских пеплов на Камчатке. Однако по результатам силикатных анализов и структуре РЗЭ магаданские пеплы более сопоставимы с перлитами Тулкуевской, Каменушинской, Дорнотской и других рудоносных кальдер Забайкалья, Буреинского массива и Восточной Монголии (2015).

Результаты микрозондового исследования вулканических пеплов. Впервые проведены микрозондовые исследования вулканических пеплов Хасынского и Уптарского месторождений. Измерение химического состава пепловых частиц и включенных в них минералов проводилось в лаборатории ЦИИ ВСЕГЕИ на сканирующем электронном микроскопе CamScan MX2500, оборудованном энергодисперсионным спектрометром Link Pentafet (Oxford Instruments, Si(Li)-детектор площадью 10 мм² и разрешительной способностью 138 eV (на MnKa)). Перед началом исследования полированная поверхность образцов напылялась углеродом. Условия проведения микроанализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, рабочее расстояние 35 мм, величина тока зонда (на цилиндре Фарадея) 0,5 нА, механизм коррекции матричных эффектов ХРР (программный пакет INCA Energy), время накопления спектров 70 с (без учета мертвого времени). В качестве стандартов использовались аттестованные природные и синтетические материалы.

Содержание микроэлементов в вулканических пеплах (г/т)

Элементы	KO1-1	KO1-4	KO2-1	KO3-2	KO3-4	C1-1	C1-2	C1-4	C1-5	C1-6	C-1-8	C1-9	C1-11
Be	2,29	2,24	2,07	2,35	2,76	3,24	2,57	2,21	1,99	2,27	1,56	1,99	2,09
V	6,31	6,24	43,2	10,7	6,45	27,6	22,6	14,7	37,5	13,6	13,8	11,5	41,7
Cr	7,12	7,44	13,8	7,86	7,1	16,7	13,9	11,4	20,5	10,9	9,68	9,19	20,1
Rb	84	79,5	65,9	84,8	82,8	72,1	74,6	76,3	65,2	77,5	77,2	80,8	70,9
Sr	17,7	18,2	140	30,1	21,4	87,5	78,8	58,2	119	52,1	52,9	43	137
Y	21,1	21	21,6	20,9	20,2	20,8	19,6	20,3	20,9	20	20,5	20,5	22,2
Zr	134	139	150	153	119	136	139	130	133	129	132	125	137
Nb	20,4	19,9	13,7	18,5	18,5	15,7	16,4	17,1	15,5	16,9	17	18	14,9
Mo	2,44	2,77	2,81	4,87	5,91	4,69	5,51	4,58	4,32	4,58	5,23	5,13	3,69
Sn	1,85	1,91	1,57	1,71	1,87	1,76	1,71	1,57	1,58	2	1,89	1,66	1,92
Cs	2,03	1,98	2,19	2,05	2,14	2,16	2,22	1,98	2,06	2,07	2,1	2,06	2,27
Ba	145	140	273	157	148	232	205	185	261	186	187	170	287
La	26,8	26,2	22,9	26,3	26,7	24,9	24,3	25,7	24,2	25,2	25,1	25,8	25,2
Ce	51,1	53	44,6	52,7	51,3	49,6	49,3	50	48,4	49,1	50,1	51,6	48,8
Pr	5,98	5,92	5,56	6,48	6,27	6,32	6,28	5,95	5,94	5,82	6,12	6,36	6,48
Nd	21,8	22,6	19,9	21,6	21,8	21,7	21,1	22,3	21,8	21,3	21,7	21,5	23,2
Sm	3,39	3,84	4,06	3,78	3,63	4,05	3,67	3,64	4,07	3,9	3,78	3,4	4,16
Eu	0,43	0,51	0,79	0,52	0,51	0,6	0,61	0,49	0,7	0,56	0,57	0,59	0,79
Gd	3,28	3,62	3,74	3,64	3,49	3,69	3,74	3,43	3,76	3,38	3,44	3,69	3,98
Tb	0,55	0,47	0,54	0,52	0,52	0,53	0,57	0,5	0,52	0,53	0,53	0,49	0,59
Dy	3,14	3,07	3,09	3,24	3,1	3,45	3,43	3,22	3,36	3,24	3,23	3,24	3,86
Ho	0,74	0,69	0,74	0,75	0,66	0,76	0,72	0,76	0,71	0,7	0,67	0,67	0,75
Er	1,99	1,88	2,14	1,92	2,06	2,04	1,98	1,94	2,08	1,85	2,02	1,96	2,2
Tm	0,37	0,35	0,3	0,33	0,33	0,35	0,3	0,3	0,33	0,32	0,31	0,33	0,37
Yb	2,39	2,32	2,5	2,34	2,47	2,47	2,52	2,17	2,34	2,5	2,4	2,66	2,61
Lu	0,41	0,38	0,44	0,39	0,38	0,37	0,37	0,36	0,39	0,37	0,38	0,38	0,4
Hf	3,63	3,76	3,6	4,4	3,91	4,49	4,13	4,06	4,07	4,09	4,35	4,05	4,29
Ta	1,29	1,27	0,93	1,33	1,39	1,16	1,25	1,29	1,03	1,32	1,3	1,29	1,09
W	5,35	0,58	0,75	0,62	1,41	0,85	1,55	0,79	1,04	0,63	2,95	0,8	2,49
Th	7,24	7,51	6,13	7,03	6,98	6,22	6,22	6,61	6,03	6,99	7,05	7,12	6,64
U	3,31	3,19	2,37	3,04	3,03	2,72	2,76	2,8	2,5	2,6	2,77	2,93	2,3
Li	23,9	23,2	23,1	28,5	26,5	23,5	27	28,9	27,5	27,2	24	25,9	20,7
Co	<0,5	<0,5	4,29	0,69	<0,5	2,68	2,24	1,53	4,35	1,38	1,23	1,01	4,74
Ni	<1,0	<1,0	2,65	<1,0	<1,0	3,12	2,65	1,73	5,33	1,81	1,56	1,23	5,38
Cu	1,73	1,32	6,11	2,04	1,94	4,69	5,16	3,04	7,26	3,06	2,81	2,36	7,14
Ag	0,28	0,26	0,24	0,28	0,3	0,28	0,28	0,34	0,35	0,35	0,33	0,29	0,3
In	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Tl	0,42	0,39	0,32	0,38	0,39	0,35	0,38	0,4	0,39	0,42	0,41	0,42	0,34
Pb	10,7	10,5	10,1	11	11,7	10,9	11,5	11,6	13,6	12,2	11,2	11,7	11,7
Bi	0,14	0,14	0,12	0,14	0,15	0,13	0,15	0,14	0,17	0,14	0,15	0,16	0,14
F	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30
Hg	<0,015	<0,015	<0,015	0,015	<0,015	<0,015	<0,015	<0,015	<0,015	<0,015	<0,015	<0,015	<0,015
C _{общ}	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	0,065	0,12	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03
S	0,026	0,016	0,019	0,021	0,02	0,02	0,025	0,022	0,017	0,019	0,019	0,038	0,032
Au	<0,002	<0,002			<0,002					<0,002			

Таблица 3

**Среднее содержание микроэлементов
в вулканических пеплах (г/т)**

Элементы	Среднее	СКВО	Распространение химических элементов в земной коре, по Тейлору, мас. содержание в % (Богатиков, 1987)
Be	2,28	0,41	2
V	19,68	13,56	95
Cr	11,98	4,72	70
Rb	76,28	6,37	120
Sr	65,84	43,59	290
Y	20,74	0,68	34
Zr	135,08	9,21	160
Nb	17,12	1,93	20
Mo	4,35	1,1	1
Sn	1,77	0,15	2
Cs	2,1	0,09	3
Ba	198,15	50,24	425
La	25,33	1,1	30
Ce	49,97	2,17	60
Pr	6,11	0,28	8,2
Nd	21,72	0,78	28
Sm	3,8	0,25	6
Eu	0,59	0,11	1,2
Gd	3,61	0,19	5,4
Tb	0,53	0,03	0,9
Dy	3,28	0,21	3
Ho	0,72	0,04	1,2
Er	2	0,1	2,8
Tm	0,33	0,02	0,48
Yb	2,44	0,13	0,3
Lu	0,39	0,02	0,5
Hf	4,06	0,28	3
Ta	1,23	0,13	2
W	1,52	1,37	1,5
Th	6,75	0,48	9,6
U	2,79	0,3	2,7
Li	25,38	2,48	20
Co	2,41	1,53	25
Ni	2,83	1,55	75
Cu	3,74	2,09	55
Ag	0,3	0,03	0,07
In	<0,1		0,1
Tl	0,39	0,03	0,43
Pb	11,42	0,88	15
Bi	0,14	0,01	
F	<30		625
Hg	0,02		0,08
C _{общ}	0,09	0,04	200
S	0,02	0,01	260

Микроскопические исследования показывают отсутствие какого-либо цемента между частицами пепла. Структуру изученных интервалов зондирования можно характеризовать как алевроитовую витрокластическую.

Пепловые частицы имеют угловатую неокатанную, часто удлиненную таблитчатую форму и в целом однородный размер. Вытянутые по одной из осей крупные частицы залегают параллельно слоистости материнской толщи. Внутреннее строение частиц гомогенное, в ряде случаев наблюдаются обильные газовые полости и пузыри. Химический состав изученных проб ультракислый, выдержанный, воспроизводится от частицы к частице и от пробы к пробе (табл. 4, 5). Изученные аншлифы пеплов показали незначительный вклад иных, чем стекло, минеральных фаз. Как правило, минералы, входящие в состав пеплов, представлены апатитом, цирконом, оксидами титана и железа, ильменитом и титанитом. Циркон встречается как в виде отдельных зерен, так и в ассоциации со стеклом – последнее образует рубашки и сростки с идиоморфными цирконами с очень четкими внешними кристаллографическими формами (рис. 8).

Одной из задач микрозондирования было выяснить состав пепловых частиц и есть ли различия в отдельных слоях пеплов. Кроме того, необходимо было определить, насколько меняется состав пепловых частиц сверху вниз по разрезу, в том числе на обрывах Хасынского месторождения до 4 м и на непрерывном разрезе Уптарского месторождения снизу вверх на интервале 10 м (рис. 5, а, б, в, 8 и табл. 4, 5).

Пепловые частицы имеют весьма однородный состав, который коррелируется с результатами силикатных анализов. Характерна гомогенность состава пепловых частиц как по вертикальным сечениям, так и по простирацию в различных частях месторождений. Вопреки существующим представлениям о переслаивании пеплов с терригенными образованиями не удалось обнаружить никакой примеси кварца или слюистых частиц минералов в пробах вулканических пеплов.

Результаты рентгенофазового анализа валовых проб вулканических пеплов. В Центральной лаборатории ВСЕГЕИ изучены три пробы, представляющие собой порошки с крупностью зерна менее 0,1 мм. Из этих порошков были изготовлены дезориентированные препараты на стеклянной подложке. Препараты проб снимались на рентгеновском дифрактометре ДРОН-6, оснащенный рентгеновской трубкой с кобальтовым анодом и вторичным графитовым монохроматором с длиной волны $\lambda = 1,79021 \text{ \AA}$ при напряжении U 35 кВ и силе тока I 25 мА.

Обработка дифрактограмм (рис. 9) велась при помощи программного пакета PDWin-4 и международной картотеки JCPDS, количественное определение фаз производилось методом Ритвельда (табл. 6).

Необходимо отметить, что пробы для анализа были представлены в виде светлого, темного и полосчатого пепла. Предполагалось, что темные и полосчатые пеплы будут насыщены глинистым материалом. Однако результаты анализа проб показывают, что они, независимо от окрашивания, представлены стеклом (92–98 %).

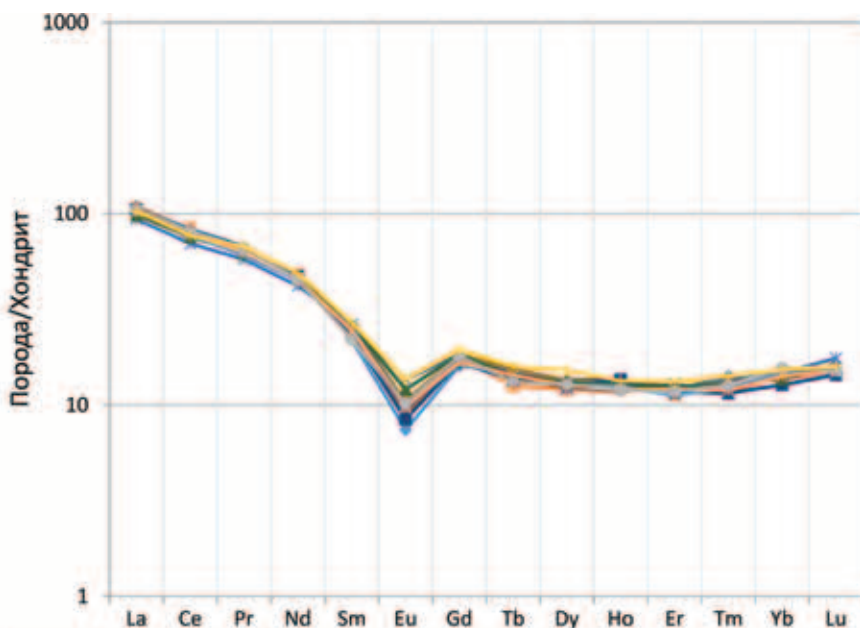


Рис. 7. Распределение редкоземельных элементов в вулканических пеплах Хасынского и Уптарского месторождений

	—●—	—■—	—*—	—+—	—○—	—□—	—◇—	—▲—	—▽—	—◇—	—○—	—□—	—◇—
	KO1-1	KO1-4	KO2-1	KO3-2	KO3-4	C1-1	C1-2	C1-4	C1-5	C1-6	C1-8	C1-9	C1-11
ΣREE	122,37	124,85	111,3	124,51	123,22	120,83	118,89	120,76	118,6	118,77	120,35	122,67	123,39
LREE	109,5	112,07	97,81	111,38	110,21	107,17	105,26	108,08	105,11	105,88	107,37	109,25	108,63
HREE	12,87	12,78	13,49	13,13	13,01	13,66	13,63	12,68	13,49	12,89	12,98	13,42	14,76
L/H	8,51	8,77	7,25	8,48	8,47	7,85	7,72	8,52	7,79	8,21	8,27	8,14	7,36
Eu/Eu*	0,39	0,42	0,62	0,43	0,44	0,47	0,50	0,42	0,55	0,47	0,48	0,51	0,59

Возраст вулканических пеплов. Информация, касающаяся возраста вулканических пеплов Примагаданья, содержится в работах [5, 8, 9, 11–13]. В работе [8] наиболее молодыми считаются пеплы в окрестностях Магадана – от 6200 до 7700 лет (¹⁴C-методом), в районе Эликчанских озер и Ледового обрыва – от 34 500 до 42 000 лет. Возраст пеплов Уптарского и Хасынского месторождений не был определен, хотя предполагался наиболее древним. В работе [5] возраст пеплов Уптарской и Красавинской залежей определен как конец зырянской эпохи, месторождения образовались по модели формирования ленточных глин (варвохронологический метод).

Как полагают В. Н. Смирнов, О. Ю. Глушкова и Н. Е. Савва [12], формирование пеплов Красавинского и Уптарского месторождений было связано с извержением Ичинского вулкана, который действовал в течение последних 60–70 тыс. лет. Они считают, что месторождения вулканических пеплов Красавинское и Уптарское озерно-ледникового происхождения. Образование мощных залежей пеплов этих месторождений было длительным. Они рассматриваются как самые молодые – 20–30 тыс. лет (голоцен – поздний плейстоцен) [4].

В последние годы выполнено первое изотопное датирование вулканических пеплов (по цирконам) в долине р. Яма [13]. Высказано предположение о том, что вулканические пеплы в Примагаданском районе могут быть разновозрастными, причем пеплы из низовой р. Яма определены авторами как поздннеогеновые. По оценке специалистов ЦИИ ВСЕГЕИ (соавторов данной статьи), предложенный изотопный возраст 7–8 млн лет нельзя признать

корректным, так как он сделан на основе измерений всего лишь одного циркона. Поэтому желательно на участке р. Яма провести литохимическое опробование пеплов, отобрать цирконы и дополнительно их датировать.

В ЦИИ ВСЕГЕИ выполнено уран-свинцовое датирование цирконов (SHRIMP II) из проб вулканических пеплов, отобранных авторами. Исследованы три пробы с Хасынского месторождения и одна с Уптарского. По стандартной технологии выделены цирконы для дальнейшего изучения. Учтены результаты электронно-зондового микроанализа и растровой электронной микроскопии, определены кристаллы цирконов, генетически связанных с пепловыми частицами (рис. 8).

В пеплах присутствуют бесцветные и желтоватые, прозрачные, идиоморфные и субидиоморфные, крупные и мелкие призматические кристаллы и их обломки. В пр. KO2-1 преобладают крупные идиоморфные и субидиоморфные кристаллы гиацинтового габитуса. Длина крупных кристаллов 100–300 мкм, Ку 2,0–4,0 до 6,0. Мелкие короткопризматические идиоморфные кристаллы встречаются во всех пробах, от единичных кристаллов, как в пр. KO2-1, до преобладающей разновидности, как в пр. KO3-4. Длина мелких цирконов 50–70, редко до 100 мкм, Ку 1,8–2,0, редко до 3,0.

В режиме катодолюминесценции (КЛ) крупные цирконы демонстрируют умеренное свечение, тонкую и грубую магматическую зональность и большое количество различных включений. В мелких кристаллах наблюдаются секториальная зональность, яркое и умеренное свечение и почти полное отсутствие включений.

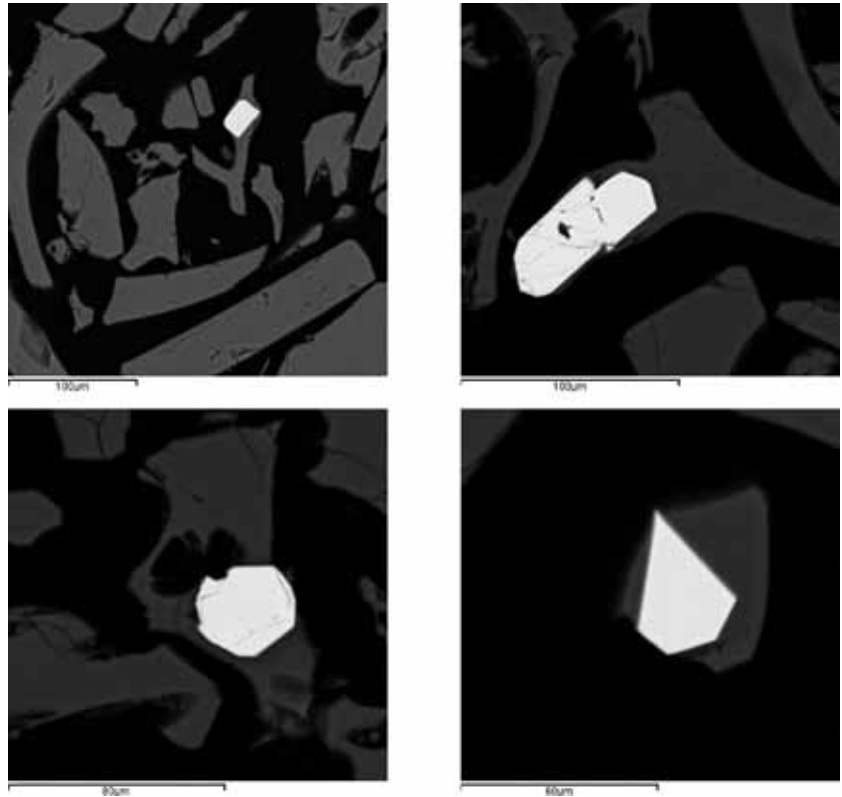


Рис. 8. Микрофотографии кристаллов цирконов, генетически связанных с пепловыми частицами (пр. КО1-1). Изображение в обратно-рассеянных электронах

Таблица 4

Химический состав (мас. %) отдельных пепловых частиц пр. КОЗ-3, слой А (рис. 5, а)

Спектр	Na ₂ O	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	FeO	Общее
1	2,75	12,67	76,85	3,87	0,42	0,71	97,27
2	3,04	13,06	78,36	4,33	0,54	0,65	99,98
3	2,70	13,12	79,04	4,64	0,59	0,90	100,99
4	3,04	12,71	77,56	4,59	0,38	0,67	98,95
5	2,93	12,13	77,23	4,19	0,63	0,83	97,94
6	2,47	12,89	78,51	4,35	0,45	0,90	99,57
7	3,10	12,92	77,79	4,47	0,40	0,65	99,33
8	2,81	13,21	78,52	4,30	0,41	0,83	100,08
9	3,12	12,95	78,00	4,48	0,52	0,83	99,90
10	2,88	13,09	76,40	3,96	0,32	0,64	97,30
11	2,76	13,28	77,70	4,63	0,49	0,69	99,55
12	2,91	13,09	77,60	4,36	0,58	0,96	99,50
13	2,99	12,92	76,52	4,42	0,65	0,76	98,25
14	2,62	12,54	76,27	4,39	0,79	0,82	97,42
15	3,29	12,51	77,17	4,15	0,49	0,64	98,26
16	3,23	12,83	78,17	4,35	0,58	0,77	99,93
17	2,82	13,06	77,60	4,48	0,65	0,65	99,25
18	2,79	12,60	77,24	4,36	0,54	0,66	98,18
19	2,65	12,70	77,22	4,42	0,43	0,87	98,29
20	2,83	12,73	77,35	4,29	0,48	0,90	98,59
21	2,94	13,57	78,75	4,18	0,59	0,71	100,74
22	2,98	13,29	79,07	4,25	0,47	0,61	100,67
23	3,02	13,10	78,71	4,43	0,55	0,83	100,64
24	3,15	12,84	77,72	4,60	0,49	0,78	99,58

Таблица 5

Химический состав (мас. %) пепловых частиц пр. КОЗ-3, слой Б (рис. 5, а, б)

Спектр	Na ₂ O	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	FeO	Общее
1	2,95	12,68	77,11	4,19	0,62	0,98	98,53
2	3,04	12,58	76,55	4,22	0,57	0,79	97,75
3	2,82	13,29	77,43	4,29	0,53	0,56	98,92
4	2,94	12,47	77,48	3,97	0,56	0,65	98,07
5	3,10	12,39	77,64	4,43	0,44	0,82	98,82
6	2,91	12,71	77,22	4,60	0,53	0,85	98,82
7	2,76	12,75	76,53	4,23	0,55	0,92	97,73
8	2,76	12,93	76,40	4,10	0,47	0,76	97,42
9	2,73	13,12	76,90	4,69	0,43	0,74	98,61
10	2,83	12,92	77,76	4,39	0,51	0,68	99,09
11	3,01	12,81	76,69	4,34	0,57	0,74	98,16
12	3,40	12,74	77,09	4,27	0,54	1,01	99,05
13	3,17	12,45	76,16	4,32	0,45	0,83	97,38
14	2,40	12,77	77,22	4,30	0,54	0,71	97,94
15	3,05	13,41	76,83	4,68	0,51	0,88	99,36
16	2,77	12,84	77,62	4,64	0,54	0,93	99,34
17	2,95	13,50	78,04	4,51	0,43	0,64	100,07
18	2,90	12,78	77,61	4,59	0,53	0,88	99,29
19	2,97	12,98	76,96	4,52	0,48	0,87	98,78
21	2,83	13,39	77,95	4,35	0,46	0,80	99,78
22	3,05	13,11	77,73	4,38	0,60	0,85	99,72

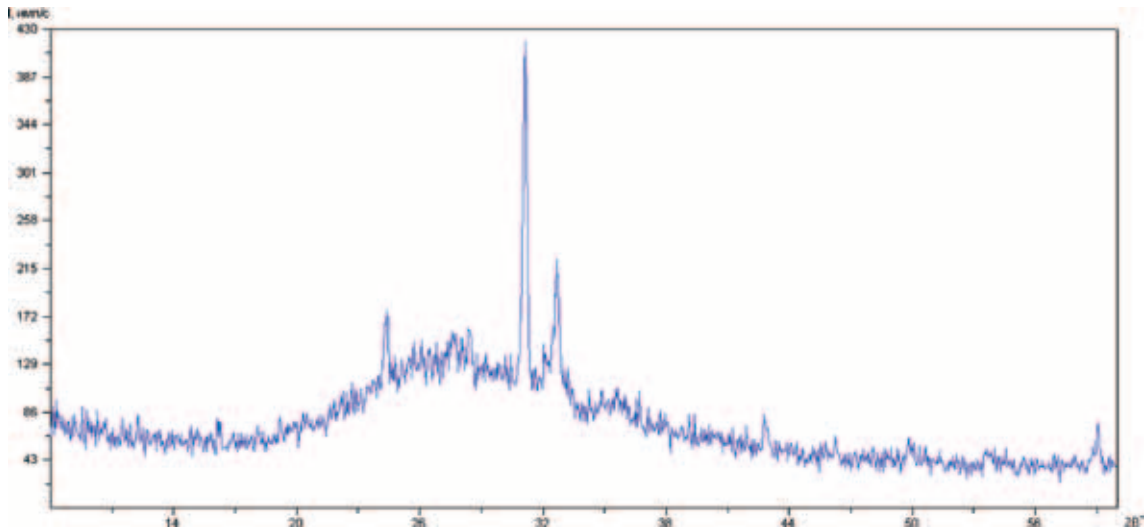


Рис. 9. Дифрактограмма, отражающая общий гялиновый состав вулканических пеплов

Результаты количественного рентгенофазового анализа проб

Таблица 6

Проба	Рентгеноаморфная фаза (стекло), %	Минералы-примеси, %
КО1-4	98 ± 2	Кварц 2 ± 1
С1-8	92 ± 2	Кварц 3 ± 1 Альбит 5 ± 2
С1-9	95 ± 2	Кварц 2 ± 1 Альбит 3 ± 2

С учетом электронно-зондового микроанализа выделены три группы цирконов (рис. 10, 11).

Первая группа. В мелких идиоморфных кристаллах цирконов, выделенных из проб пеплов, во всех пробах получен возраст 140–350 тыс. лет (табл. 7).

Содержание урана и тория в молодых цирконах (г/т): в пр. С-1-8 (точки 2.1, 10.1) U 706–1452, Th 484–1376 г/т, Th/U 0,71–0,98; в пр. КО2-1 (для восьми аналитических точек) U 211–320, Th 189–276 г/т, Th/U 0,89–0,93; в пр. КО1-4 (четыре точки) U 327–1832, Th 189–2494 г/т, Th/U 0,60–1,41; в пр. КО3-4 (шесть аналитических точек) U 200–855, Th 99–1195 г/т, Th/U 0,51–1,48.

Результаты определения возраста вулканических пеплов

Таблица 7

Точка	²⁰⁶ Pb, %	U, ppm	Th, ppm	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*, ppm	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Возраст	
КО1-4_2.1	64,31	1787	1945	1,12	0,0763	0,273	±0,015
КО1-4_2.2	55,32	801	568	0,73	0,0443	0,241	±0,027
КО1-4_5.1	5,15	1832	2494	1,41	0,1240	0,35	±0,023
КО1-4_5.2	26,16	327	189	0,60	0,1360	1,02	±0,18
КО2-1.11.2	379,42	211	189	0,93	0,0273	0,20	±0,13
КО2-1.11.1	0,00	320	276	0,89	0,0393	0,20	±0,12
КО3-4.6.2	309,69	319	301	0,97	0,0138	0,14	±0,03
КО3-4.1.1	83,12	426	300	0,73	0,0335	0,14	±0,055
КО3-4.6.1	362,46	283	257	0,94	0,0151	0,17	±0,053
КО3-4.3.1	254,25	200	99	0,51	0,0480	0,28	±0,14
КО3-4.4.2	167,03	659	790	1,24	0,0443	0,29	±0,031
КО3-4.8.1	—	507	554	1,13	0,0274	0,31	±0,035
КО3-4.4.1	207,69	835	1195	1,48	0,0504	0,31	±0,03
КО3-4.5.1	26,40	481	348	0,75	0,0271	0,34	±0,036
С-1-8_2.1	160,76	1452	1376	0,98	0,1050	0,252	±0,03
С-1-8_10.1	344,76	706	484	0,71	0,0348	0,229	±0,025

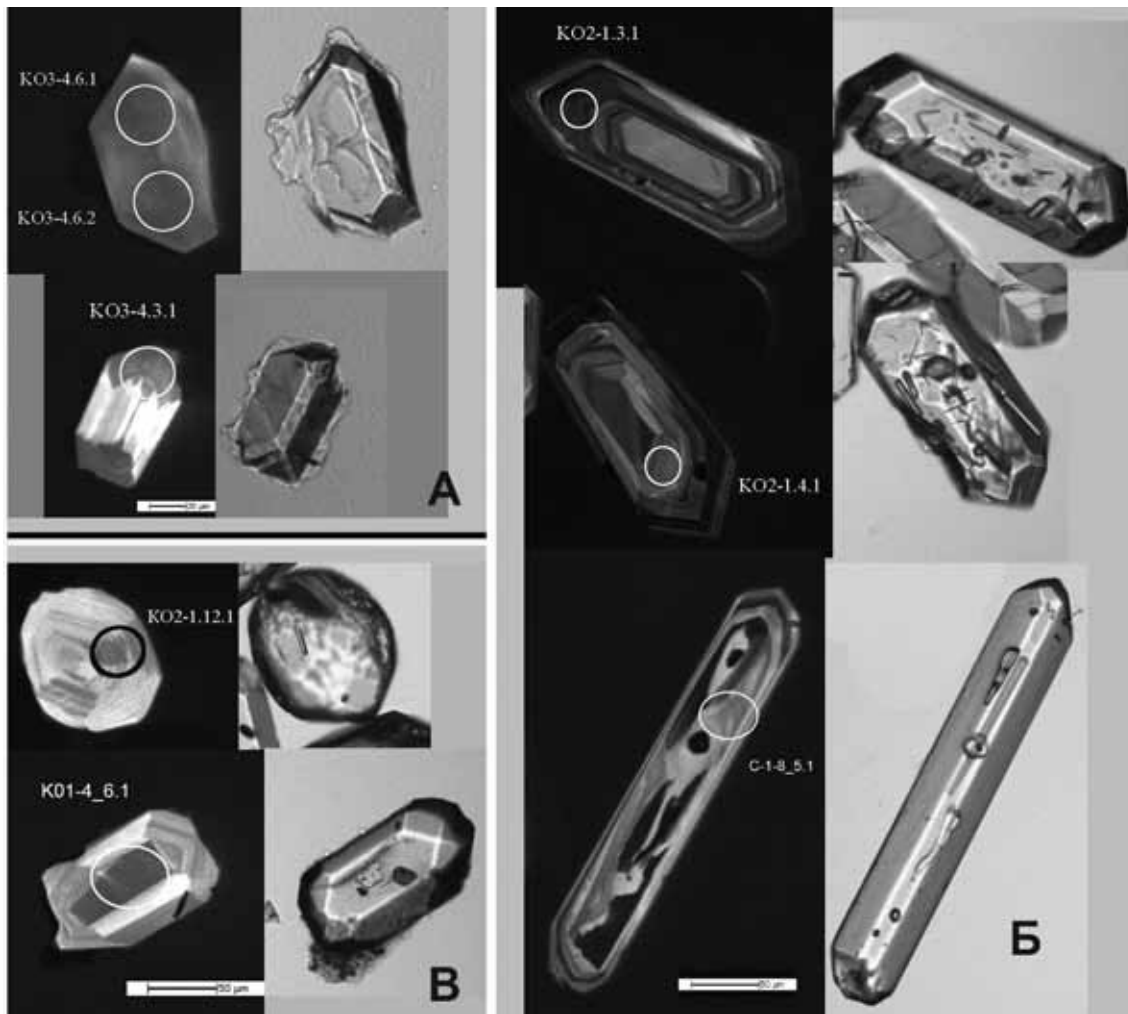


Рис. 10. Три группы цирконов, выделенных из вулканических пеплов Хасынского и Уптарского месторождений *А* – цирконы, генетически связанные с вулканическими пеплами; *Б* – гипергенные цирконы, попавшие в рыхлые пеплы из кор выветривания гранитов магаданского комплекса; *В* – ксеногенные цирконы, вероятно, из домагаданских образований

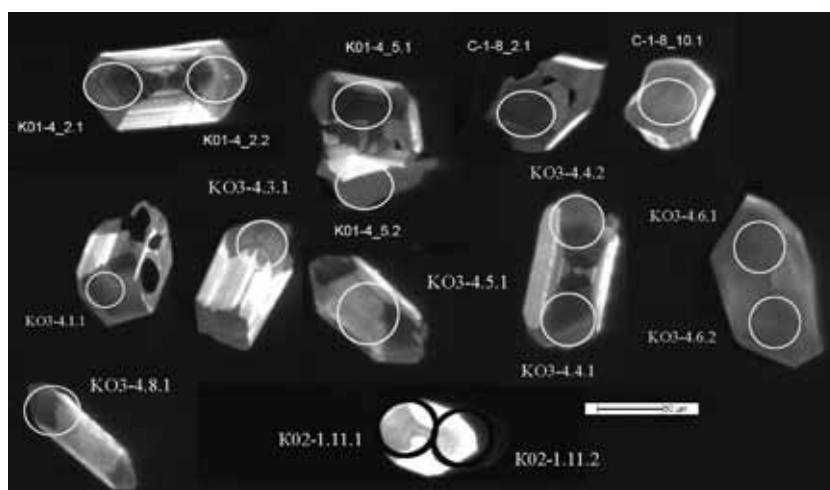


Рис. 11. Цирконы, генетически связанные с вулканическими пеплами, по которым был определен возраст пеплов

На поверхности «молодых» цирконов иногда наблюдаются небольшие силикатные рубашки обрастающие изотропного стекла (рис. 10, А), характерные для циркона из пеплов (пробы КО3-4, С-1-8). Подобные мелкие цирконы часто обнаруживаются в шлифах методами электронного микронзондирования. От более ранних групп цирконов они отличаются небольшим количеством газовых включений и более высокими Th/U отношениями.

Вторая группа. Длина цирконов 60–100–300 мкм, Ку 2,0–4,0 до 6,0. В КЛ изображении крупные цирконы характеризуются умеренным свечением, тонкой и грубой зональностью и содержат много различных включений (рис. 10, Б).

Для группы крупных цирконов получены конкордантные значения возраста 83–86 млн лет. В пробах С-1-8 по 12 аналитическим точкам конкордантный возраст 83 млн лет, КО2-1 по 8 аналитическим точкам $84 \pm 1,6$ млн лет, КО1-4 для двух аналитических точек $85,5 \pm 2,3$ млн лет, КО3-4 для аналитической точки 2.1 возраст 86,4 млн лет. Содержание урана и тория: U 154–1210, Th 114–877 г/т, Th/U 0,45–1,15; U 222–608, Th 122–338 г/т, Th/U 0,36–0,75; U 224–1238, Th 90–572 г/т, Th/U 0,41–0,48; U 42, Th 23 г/т, Th/U 0,58. В крупных кристаллах наблюдается большое количество расплавленных включений апатита. Некоторые кристаллы с очень слабыми следами окатывания. Эта группа цирконов имеет значения возраста, соответствующие возрасту магаданских гранитов [1], на которых часто залегают вулканические пеплы. Очевидно, они имеют гипергенное происхождение.

Третья группа. Кроме вышеописанных групп цирконов, во всех пробах присутствуют единичные зерна циркона, иногда они окатанные 12,1 (КО2-1), с более древними значениями возраста от 122 до 353 млн лет. В пробе С-1-8 з. 15.1 – 126, пр. КО2-1 з. 12.1 – 235 и 10.1 – 353 млн лет. В пр. КО1-1 6.1 – 146, 4.1 – 198, 7.1 – 266 млн лет. КО3 точка 7.1 – 122 млн лет и древнее. Эти цирконы ксеногенные.

Исследованы и проанализированы (SHRIMP II) 11 кристаллов цирконов, генетически связанных с пеплами и 16 аналитических точек (табл. 7). Имеющиеся в нашем распоряжении аналитические данные позволяют предположить, что образование пепловых цирконов во всей совокупности изученных образцов происходило 140–350 тыс. лет назад. Авторы уверены, что дополнительное изучение новых образцов с учетом новых возможностей аппаратуры позволит датировать пепловые цирконы более достоверно.

Заключение. На основе проведенных исследований авторы полагают, что вулканические пеплы Хасынского и Уптарского месторождений являются продуктом извержения одного очень крупного вулкана. Полная идентичность состава и структуры вулканических пеплов этих двух территориально разобщенных месторождений позволяет предполагать, что они образовались одновременно в результате интенсивного пеплопада, мощность отложений которого 30–50 м [9]. Этот процесс, вероятно, происходил без перерывов и был относительно кратковременным.

Отложения пеплов покрывали обширную территорию от побережья Охотского моря в районе Магадана до 100–150 км на север и далее на северо-восток (рис. 1) [8, 9].

В пределах Охотско-Чукотского пояса не удалось обнаружить позднекайнозойских вулканических аппаратов, сложенных риолитами, петрохимически идентичных описанным пеплам. В районе пос. Билибино вулканическая постройка центрального типа сформирована субщелочными базальтами с возрастом 248 тыс. лет.

Учитывая результаты изотопно-геохронологических определений абсолютного возраста, извержение вулканических пеплов произошло, по-видимому, не ранее 350 и не позднее 140 тыс. лет назад (неоплейстоцен), что принципиально не совпадает с выводами [5, 6, 8, 12, 13]. В процессе таяния зырянского ледника пепловые отложения могли размываться, перемещаться и создавать новые залежи иного состава.

Хасыниты – уникальная магматическая (магматогенная) порода, которая образовалась и сохранилась в виде вулканического пепла благодаря содействию природных факторов:

- источником пеплов был «внутригранитный» магматический расплав, близкий по составу к субщелочным трахириодацитам, с повышенным содержанием калия, воды, молибдена и, по-видимому, кислорода;

- пеплопад, вероятно, был ограничен во времени. Пепловые частицы падали местами на сильно расчлененную холодную поверхность, возможно, на лед, благодаря чему они приняли большую мощность и сохранили свою витрокластическую структуру;

- ареал распространения пеплов, вероятно, был весьма значительным, косвенно об этом свидетельствует полная идентичность пеплов Хасынского и Уптарского месторождений, расстояние между которыми около 20 км;

- по комплексу геологических признаков Хасынское и Уптарское месторождения относятся к категории «бескорневых», т. е. для них не обнаружено подводящих каналов и они залегают вблизи или непосредственно на породах дочетвертичного фундамента;

- по генетическим признакам месторождения пеплов можно отнести к категории «остаточных», т. е. сохранившихся в наиболее глубоких пониженных частях рельефа в период пеплопада;

- необходимо подчеркнуть, что признаки перемещения пеплов, разрыва между слоями и другие дислокации могли возникать в пеплах в связи с оживленной сейсмической обстановкой в Магаданской области.

В региональном аспекте Хасынское и Уптарское месторождения пеплов находятся на территории планетарного Охотско-Чукотского вулканического пояса. Его протяженность около 3 тыс. км, его развитие охватывает от 80 до 110 млн лет [1]. Исследователи месторождений вулканических пеплов нередко высказывают предположение, что в пределах этого пояса могли происходить вулканические процессы и в кайнозое, в том числе позднем [11].

Откуда пеплы? Наиболее распространена версия о том, что они являются продуктом катастрофических вулканических извержений в Центральной (Ичинский стратовулкан) или Южной Камчатке (Ильинская кальдера) [5, 8, 11, 12]. Важнейшим аргументом в пользу происхождения магаданских вулканических пеплов по этой версии является относительная сближенность территории вулканизма

и отложения вулканических пеплов. Однако эти вулканические постройки не имеют убедительного сходства с полученными авторами результатами по петрохимии и геохимии пеплов. Кроме того, изотопные данные о возрасте вулканических пеплов Хасынского и Уптарского месторождений пока не могут напрямую сопоставляться с возрастом катастрофического извержения в Ильинской кальдере [8, 18].

Этому, вероятно, способствовал и тот факт, что господствует представление об очень молодом возрасте магаданских пеплов [8, 12], однако в дальнейшем [13] появилась версия о поздненеогеновом возрасте вулканических пеплов Ямского проявления.

Вулканизм в позднем плиоцене и среднем плейстоцене не обсуждается. Геохимия и петрохимия вулканических пеплов серьезно не сопоставляются.

Акватория современного Охотского моря в аспекте нахождения здесь мезозойских и кайнозойских вулканических построек практически не рассматривалась.

Авторы полагают, что наиболее благоприятным местом для активной вулканической деятельности в палеогене и неогене мог бы быть Центрально-Охотоморский свод, а также обрамляющий его Циркум-Сводовый пояс прогибов, которые выделены О. П. Дундо на представленной им Тектонической карте Охотоморского региона [6]. В работах по данным опорных профилей [7, 10] косвенно подтверждается, что в пределах древнего Центрально-Охотоморского континентального блока мог интенсивно проявиться мезозойский и кайнозойский вулканизм. Этому может служить геологический разрез по Магаданской параметрической скважине, где в составе широко проявленных вулканогенных образований отмечаются риолиты.

В соответствии с интерпретацией сейсмического профиля 2-ДВ-М в северо-восточной части Охотского моря выделяется Магаданский рифтогенный прогиб [10]. Он формировался с эоцена до конца миоцена [6, 7]. Хотя конкретные вулканические постройки не выделены, но в составе широко проявленных вулканогенных образований имеются риолиты. Здесь могли находиться и молодые вулканические постройки.

Авторы полагают, что источниками вулканических пеплов Хасынского и Уптарского месторождений, имеющих состав аляскиитоидных риодацитов (табл. 1), могли быть позднекайнозойские вулканические постройки, предположительно находящиеся в примагаданской части Центрально-Охотоморского свода [6].

Дальнейшее комплексное изучение региональных покровов вулканических пеплов может служить дополнительным источником информации, необходимой для реконструкции региональных вулканических поясов, в том числе в отношении их металлогенической специализации. Одной из задач кайнозойской и современной металлогении должен быть анализ всего многообразия продуктов вулканизма, в том числе её различных фациальных проявлений (лавы, туфы, субвулканические интрузии и вулканические пеплы).

Работа выполнена при содействии сотрудников СВКНИИ ДВО РАН И. Л. Жулановой, В. В. Акинина, В. В. Любомудрова. Авторы также благодарны за консультации и непосредственное участие в работе сотрудникам ВСЕГЕИ

Е. Н. Лепехиной, В. А. Кузнецову, А. Г. Пахалко, В. Ф. Сапеге, В. И. Шпикерману, Е. В. Шпикерману, С. П. Шокальскому.

1. Акинин В. В., Миллер Э. Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. — С. 249–290.

2. Андреев С. И., Казакова В. Е., Черномордик А. Б., Бабеева С. Ф. Минерагения шельфовых и глубоководных зон дальневосточных морей России // Регион. геология и металлогения. 2016. № 68. — С. 82–91.

3. Белый В. Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. — М.: Наука, 1978. — 213 с.

4. Борисов Б. А. О дальнейшем усовершенствовании общей шкалы квартера для детализации карт четвертичных отложений, входящих в комплекты Госгеолкарты РФ: Сб. статей / отв. ред. М. А. Федонин. — М.: ГИН РАН, 2013. — С. 365–368.

5. Глушкова О. Ю., Галанин А. А., Смирнов В. Н. Четвертичные вулканические пеплы в Северном Приохотье // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий: материалы науч.-практ. конф., посвящ. 100-летию со дня рождения Ю. А. Билибина. — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. Т. 3. — С. 14–20.

6. Дундо О. П. Тектоника и эволюция Охотоморского региона. Факт инверсии тектонического режима на рубеже плиоцен — квартал. Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона // Тр. ВНИИОкеангеологии. Т. 210. Вып. 6. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2006. — С. 169–175.

7. Кашубин С. Н., Мильштейн Е. Д., Винокуров И. Ю. и др. Государственная сеть опорных геолого-геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин — основа глубинного 3D картографирования территории Российской Федерации и ее континентального шельфа // Регион. геология и металлогения. 2016. № 67. — С. 43–48.

8. Мелекесцев И. В., Глушкова О. Ю., Кирьянов В. Ю. и др. Происхождение и возраст магаданских вулканических пеплов // Докл. РАН. 1991. Т. 317. № 5. — С. 1188–1192.

9. Песков Е. Г. Геологические проявления холодной дегазации Земли. — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. — 279 с.

10. Сакулина Т. С., Каленич А. П., Атаков А. И. и др. Геологическая модель Охотоморского региона по данным опорных профилей 1-ОМ и 2-ДВ-М // Разведка и охрана недр. 2011. № 10. — С. 11–17.

11. Сахно В. Г., Базанова Л. И., Глушкова О. Ю. и др. Происхождение плейстоцен-голоценовых пеплов Северо-Востока России по данным микро- и редкоземельных элементов // Докл. РАН. 2006. Т. 411. № 4. — С. 499–504.

12. Смирнов В. Н., Глушкова О. Ю., Сава Н. Е. Пеплы камчатских вулканов в районе Магадана // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2010. № 1. — С. 81–88.

13. Смирнов В. Н., Акинин В. В., Глушкова О. Ю. Первые определения изотопного возраста вулканических пеплов в кайнозойских отложениях Северного Приохотья // Докл. РАН. 2014. Т. 455. № 6. — С. 676–680.

14. Умитбаев Р. Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция (строение, рудоносность, аналоги). — М.: Наука, 1986. — 286 с.

15. Ферсман А. Е. Монголо-Охотский металлический пояс // Поверхность и недра. 1926. Т. 4. № 3. — С. 8–10.

16. Шатков Г. А., Высокоостровская Е. Б., Шаткова Л. Н., Муратов И. Г. Кислые водосодержащие вулканические стекла Приаргуны (Восточное Забайкалье) // Изв. АН СССР. Серия геол. 1971. № 9. — С. 73–83.

17. Шатков Г. А. Стрельцовский тип урановых месторождений // Регион. геология и металлогения. 2015. № 63. — С. 85–96.

18. Шеймович В. С., Патока М. Г. Геологическое строение зон активного кайнозойского вулканизма. — М.: ГЕОС, 2000. — 298 с.

1. Akinin V.V., Miller Eh.L. Evolution of calc-alkaline magmas of the Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt. *Petrologiya*. 2011. Vol. 19. No 3, pp. 249–290. (In Russian).

2. Andreev S.I., Kazakova V.E., Chernomordik A.B., Babeva S.F. Minerageny of the shelf and deep-water zones of the Far Eastern seas of Russia. *Region. geologiya i metallogeniya*. 2016. No 68, pp. 82–91. (In Russian).

3. Bely V.F. Formacii i tektonika Ohotsko-Chukotskogo vulkanogennoy poyasa [Formations and tectonics of the Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt]. Moscow: Nauka. 1978. 213 p.

4. Borisov B.A. O dal'neyshem usovershenstvovanii obshchey shkaly kvartera dlya detalizacii kart chetvertichnykh otlozheniy, vkhodyashchih v komplekty Gosgeol'karty RF: Sb. Statey [On further improvement of the general scale of the Quarter for detailing the maps of quaternary deposits included in the sets of the State Geological Map of the Russian Federation: Collection of articles]. Ex. ed. M.A. Fedonin. Moscow: GIN RAN. 2013. Pp. 365–368.

5. Glushkova O.Yu., Galanin A.A., Smirnov V.N. Quaternary volcanic ash in Northern Priokhote. *Problems of geology and metallogeny of Northeast Asia at the turn of the millennium: materials of scientific-practical conf., dedicated 100th anniversary of the birth of Yu.A. Bilibin*. Magadan: SVKNII DVO RAN. 2001. Vol. 3. Pp. 14–20. (In Russian).

6. Dundo O.P. Tectonics and the evolution of the Okhotsk Sea region. The fact of inversion of the tectonic regime at the turn of the Pliocene – Quarter. Geological and geophysical characteristics of the Arctic region's lithosphere. *Tr. VNIIOkeogeologov*. Vol. 210. Iss. 6. St. Petersburg: VNIIOkeangeologiya. 2006. Pp. 169–175. (In Russian).

7. Kashubin S.N., Mil'shteyn E.D., Vinokurov I.Yu. i dr. The state network of basic geological and geophysical profiles, parametric and superdeep wells is the basis for deep 3D mapping of the territory of the Russian Federation and its continental shelf. *Region. geologiya i metallogeniya*. 2016. No 67, pp. 43–48. (In Russian).

8. Melekescev I.V., Glushkova O.Yu., Kir'yanov V.Yu. i dr. The origin and age of Magadan volcanic ash. *Dokl. RAN*. 1991. Vol. 317. No 5, pp. 1188–1192. (In Russian).

9. Peskov E.G. Geologicheskie proyavleniya holodnoy degazacii Zemli [Geological manifestations of cold degassing of the Earth]. Magadan: SVKNII DVO RAN. 2000. 279 p.

10. Sakulina T.S., Kalenich A.P., Atakov A.I. i dr. Geological model of the Okhotsk Sea region according to the data of the 1-OM and 2-DV-M support profiles. *Razvedka i ohrana nedr*. 2011. No 10, pp. 11–17. (In Russian).

11. Sahno V.G., Bazanova L.I., Glushkova O.Yu. i dr. Origin of Pleistocene-Holocene Ashes of the North-East of Russia according to the data of micro- and rare-earth elements. *Dokl. RAN*. 2006. Vol. 411. No 4, pp. 499–504. (In Russian).

12. Smirnov V.N., Glushkova O.Yu., Savva N.E. Ashes of Kamchatka volcanoes in the area of Magadan. *Vestnik SVNC DVO RAN*. 2010. No 1, pp. 81–88. (In Russian).

13. Smirnov V.N., Akinin V.V., Glushkova O.Yu. The first definitions of the isotope age of volcanic ash in the Cenozoic deposits of the Northern Lakes. *Dokl. RAN*. 2014. Vol. 455. No 6, pp. 676–680. (In Russian).

14. Umitbaev R.B. Ohotsko-Chaunskaya metallogenicheskaya provinciya (stroenie, rudonosnost', analogi) [Okhotsko-Chaunskaya metallogenic province (structure, ore-bearing, analogs)]. Moscow: Nauka. 1986. 286 p.

15. Fersman A.E. Mongolian-Okhotsk metal belt. *Poverhnost' i nedra*. 1926. Vol. 4. No 3, pp. 8–10. (In Russian).

16. Shatkov G.A., Vysokoostrovskaya E.B., Shatkova L.N., Muratov I.G. Acidic water-containing volcanic glasses Priargunya (Eastern Transbaikalia). *Izv. AN SSSR. Seriya geol.* 1971. No 9, pp. 73–83. (In Russian).

17. Shatkov G.A. Streltsov type of uranium deposits. *Region. geologiya i metallogeniya*. 2015. No 63, pp. 85–96. (In Russian).

18. Sheymovich V.S., Patoka M.G. Geologicheskoe stroenie zon aktivnogo kaynozoysskogo vulkanizma [Geological structure of zones of active Cenozoic volcanism]. Moscow: GEOS. 2000. 298 p.

Шатков Георгий Афанасьевич – доктор геол.-минер. наук, гл. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ¹. <Georgy_Shatkov@vsegei.ru>

Лебедева Ольга Юрьевна – канд. геол.-минер. наук, ст. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ¹. <Olga_Lebedeva@vsegei.ru>

Антонов Антон Владимирович – зав. сектором, Центр изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ¹.

<anton.antonov@vsegei.com>

Бережная Наталья Георгиевна – канд. геол.-минер. наук, зав. сектором, ЦИИ ВСЕГЕИ¹. <nataliaber@mail.ru>

Львов Павел Алексеевич – науч. сотрудник, ЦИИ ВСЕГЕИ¹. <Pavel_Lvov@vsegei.ru>

Балашова Юлия Сергеевна – ведущий инженер, ЦИИ ВСЕГЕИ¹. <Yulia_Balashova@rambler.ru>

Сергеев Сергей Андреевич – канд. геол.-минер. наук, директор, ЦИИ ВСЕГЕИ¹. <Sergey_Sergeev@vsegei.ru>

Shatkov Georgy Afanasyevich – Doctor of Geologist and Mineralogical Sciences, Chief Researcher, VSEGEI¹.

<Georgy_Shatkov@vsegei.ru>

Lebedeva Olga Yurievna – Candidate of Geologist and Mineralogical Sciences, Senior Researcher, VSEGEI¹.

<Olga_Lebedeva@vsegei.ru>

Antonov Anton Vladimirovich – Head of Sector, Centre of Isotopic Research (CIR) VSEGEI¹. <anton.antonov@vsegei.com>

Berezhnaya Natalia Georgievna – Candidate of Geologist and Mineralogical Sciences, Head of Sector, CIR VSEGEI¹.

<nataliaber@mail.ru>

Lvov Pavel Alekseevich – Researcher, CIR VSEGEI¹. <Pavel_Lvov@vsegei.ru>

Balashova Yuliya Sergeevna – Leading Engineer, CIR VSEGEI¹. <Yulia_Balashova@rambler.ru>

Sergeev Sergey Andreevich – Candidate of Geologist and Mineralogical Sciences, Director, CIR VSEGEI¹.

<Sergey_Sergeev@vsegei.ru>

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106. Россия.

A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia.