

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

2021
87

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

РЕГИОНАЛЬНАЯ
ГЕОЛОГИЯ
И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

REGIONAL
GEOLOGY
and METALLOGENY

Основан в 1993 году

Учредитель — Всероссийский научно-исследовательский геологический
институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ)

№ 87/2021

Главный редактор

О. В. ПЕТРОВ

Editor-in-Chief

Oleg PETROV

Санкт-Петербург ♦ Издательство ВСЕГЕИ

Журнал зарегистрирован Федеральной службой по надзору в сфере массовых коммуникаций, связи и охраны культурного наследия ПИ № ФС77-29340 от 24 августа 2007 г. (перерегистрация).

Главный редактор:

Петров О.В., чл.-корр. РАН

Editor-in-Chief:

Petrov O.V., Corr. Member of RAS

Заместители главного редактора:

Жамойда А.И., чл.-корр. РАН

Толмачева Т.Ю., д-р геол.-минерал. наук

Deputies Editors-in-Chief:

Zhamoyda A.I., Corr. Member of RAS

Tolmacheva T.Yu., D.Sc.

Члены редколлегии:

Бискэ Г.С., д-р геол.-минерал. наук (СПбГУ)
Бортников Н.С., академик РАН, д-р геол.-минерал. наук (ИГЕМ РАН)
Вялов В.И., д-р геол.-минерал. наук (МГУ)
Егоров А.С., д-р геол.-минерал. наук (СПГУ)
Ермилова О.К. (ВГБ)
Жарков А.М., д-р геол.-минерал. наук (ВНИГРИ)
Кашубин С.Н., д-р геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ)
Котов А.Б., чл.-корр. РАН, д-р геол.-минерал. наук (ИГТД РАН)
Ларичев А.И., канд. геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ)
Миронов Ю.Б., д-р геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ)
Молчанов А.В., д-р геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ)
Морозов А.Ф., канд. геол.-минерал. наук
Проскурнин В.Ф., д-р геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ)
Рундквист Д.В., академик РАН, д-р геол.-минерал. наук (ГТМ РАН)
Сысоев А.П., д-р геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ)
Ханчук А.И., академик РАН, д-р геол.-минерал. наук (ДВГИ ДВО РАН)
Худолей А.К., д-р геол.-минерал. наук (СПбГУ)
Зельтманн Р., д-р геол.-минерал. наук (Музей естествознания, Лондон)
Шатов В.В., канд. геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ)

Editorial board:

Biske G.S., D.Sc. (SPbU)
Bortnikov N.S., Academician of RAS, D.Sc. (IGEM RAS)
Vyalov V.I., D.Sc. (MSU)
Egorov A.S., D.Sc. (SPMU)
Ermilova O.K. (RGL)
Zharkov A.M., D.Sc. (VNIGRI)
Kashubin S.N., D.Sc. (VSEGEI)
Kotov A.B., Corr. Member of RAS, D.Sc. (IPGG RAS)
Larichev A.I., PhD (VSEGEI)
Mironov Yu.B., D.Sc. (VSEGEI)
Molchanov A.V., D.Sc. (VSEGEI)
Morozov A.F., PhD
Proskurnin V.F., D.Sc. (VSEGEI)
Rundkvist D.V., Academician of RAS, D.Sc. (SGM RAS)
Sysoev A.P., D.Sc. (VSEGEI)
Khanchuk A.I., Academician of RAS, D.Sc. (FEGI FEB RAS)
Khudoley A.K., D.Sc. (SPbU)
Seltmann R., D.Sc. (Natural History Museum, London)
Shatov V.V., PhD (VSEGEI)

Журнал включен в национальную библиографическую базу данных «Российский индекс научного цитирования» (РИНЦ) и перечень Высшей аттестационной комиссии (ВАК) по специальности 25.00.00 – науки о Земле.

Адрес электронной версии журнала:на русском языке: http://www.vsegei.ru/ru/public/reggeology_met/contentна английском языке (аннотации): <http://www.vsegei.ru/en/rgm/content/index.php>

Журнал распространяется через подписной каталог ГК «Урал-Пресс». Подписной индекс 71938.

Перепечатка материалов возможна только с письменного разрешения учредителя журнала.

Редакция: А. М. Смирнова, О. Н. Алексеева, Л. В. Набиева, С. В. Шербакова

Подписано в печать 17.09.2021. Дата выхода в свет 22.09.2021. Печ. л. 15. Уч.-изд. л. 15,5. Формат 60 × 84/8
Тираж 300 экз. Заказ № 80000636. Цена свободная

Адрес редакции и издателя

ВСЕГЕИ. Средний пр., 74, Санкт-Петербург, Россия, 199106.
Журнал «Региональная геология и металлогения».
Тел. (812) 328-90-90 (доб. 23-23, 24-24)
E-mail: izdatel@vsegei.ru

Отпечатано

на Картографической фабрике ВСЕГЕИ. Средний пр., 72, Санкт-Петербург, Россия, 199178.
Тел. (812) 328-91-90, 321-81-53. E-mail: karta@vsegei.ru
www.kf-vsegei.ru

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

REGIONAL GEOLOGY

- С. В. Гаврилов, А. Л. Харитонов* 4
Геотермодинамическая модель предполагаемой палеозоны литосферной субдукции в районе Черноморской впадины и ее связь с металлогенической зональностью Крыма и Кавказа
- В. Ю. Забродин* 17
Взаимодействие Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов в позднем триасе — юре на территории Нижнего Приамурья (Дальний Восток)
- В. Е. Гузев, Г. А. Козлов, А. В. Терехов, А. В. Молчанов, И. О. Лебедев, Ю. Л. Светлова* 28
Чаро-Синский дайковый пояс (среднее течение р. Лена): локальный U-Pb возраст циркона и петролого-геохимические особенности
- В. И. Астахов, Л. Е. Пестова, В. К. Шкатова* 42
Лёссоиды Российской Федерации: распространение и возраст
- Н. Н. Попова, Т. Г. Прошина* 61
О возрасте, генезисе и минералогии каспийской свиты (юг Красноярского края)
- А. С. Застрожных, Т. А. Янина, Г. А. Данукалова, О. И. Застрожных, Е. М. Осипова* 69
О находках каспийских моллюсков плейстоцена в центральной части Русской равнины (по следам статьи А. В. Крылова, Д. Ю. Большианова и Р. Марке «Моллюски эоплейстоцена центральной части Русской равнины и их палеогеографическое значение»)
- В. П. Гребенщиков, Н. В. Гребенщикова, И. П. Капитальчук* 79
Инженерно-геологические условия территории города Бендеры

МЕТАЛЛОГЕНИЯ

METALLOGENY

- Л. И. Ефанова, Т. П. Майорова, К. Г. Пархачева* 87
Золотоносные метасоматиты хребта Енганепэ (Полярный Урал)
- С. И. Турченко* 102
Металлогения мантийных плюмов и ассоциирующих с ними тектономагматических структур
- А. Б. Макеев, Б. А. Макеев, С. Е. Борисовский* 110
Новая минеральная фаза — фосфат тория (Средний Тиман, Республика Коми)

ЮБИЛЕИ

ANNIVERSARIES

- Евгений Аркадьевич КИСЕЛЁВ 118 Evgeniy Arkad'evich KISELEV

Геотермодинамическая модель предполагаемой палеозоны литосферной субдукции в районе Черноморской впадины и ее связь с металлогенической зональностью Крыма и Кавказа

По новым данным о конвективном выносе тепла из мантийного клина к 2D-аномалии теплового потока, наблюдаемой в тылу Горного Крыма и на территории Кавказа, произведена оценка угла наклона мантийного клина и скорости субдукции восточной части Черноморской палеолитосферной микроплиты под литосферу Русской платформы (Крымо-Кавказский регион). Восходящие конвективные движения в мантии могут выносить мантийные известково-щелочные магмы (с содержащимися в них металлами) к дневной поверхности, поэтому рудные месторождения, вероятно, должны быть приурочены к зонам, расположенным в литосфере над конвективными вихрями Карига – Рихтера.

Ключевые слова: геотермодинамическая модель, скорость субдукции литосферы, конвективные вихри Карига – Рихтера, тепловой поток, реология мантии, металлогенические зоны.

S. V. GAVRILOV (IFZ RAN), A. L. KHARITONOV (IZMIRAN)

Geothermodynamic model of the supposed paleozone of lithospheric subduction in the Black Sea Basin and its relation to the metal genesis zonation of the Crimea and the Caucasus

The angle of the mantle wedge and rate of subduction of the eastern part of the Black Sea paleolithospheric microplate under the lithosphere of the Russian Platform (Crimean-Caucasian region) is assessed based on new data on convective heat efflux from the mantle wedge to 2D anomaly of the heat flow observed in the rear of the Mountainous Crimea and in the Caucasus. Ascending convective movements in the mantle can carry up mantle calc-alkali magmas (with the metals in them) to the day surface, and, so, ore deposits probably have to be confined to the zones in the lithosphere, which are located above Karig-Richter convective flows.

Keywords: geothermodynamic model, rate of lithosphere subduction, Karig-Richter convective flows, heat flow, mantle rheology, metallogenic zones.

Для цитирования: Гаврилов С. В., Харитонов А. Л. Геотермодинамическая модель предполагаемой палеозоны литосферной субдукции в районе Черноморской впадины и ее связь с металлогенической зональностью Крыма и Кавказа // Региональная геология и металлогения. – 2021. – № 87. – С. 4–16. DOI: 10.52349/0869-7892_2021_87_04-16

Статья посвящается памяти моего Учителя – профессора В. Н. Жаркова

Введение. Проблема происхождения металлогенических провинций обсуждается в различных работах американских [21; 30; 31; 33; 34] и российских [5; 9; 14; 18; 19; 20] исследователей. Работы некоторых российских исследователей [5; 9; 14; 19] показывают, что образование металлогенических зон на территории юго-западных регионов Российской Федерации и сопредельных областей в основном происходило в допалеозойские (Ar–Pr) геологические периоды (3,0–0,54 млрд лет назад) эволюционного развития Земли (периоды так называемой субвертикальной тектоники мантийного диапиризма и магматизма Земли). Однако, как считают некоторые российские и зарубежные геологи [20; 21; 23; 27; 31; 33; 34], на последующем палеозойско-кайнозойском (Pz–Cz) этапе геологической эволюции Земли произошел

постепенный переход от преобладания тектонических процессов субвертикальной направленности к преобладанию тектонических процессов субгоризонтальной направленности (период так называемой тектоники литосферных плит) [12]. Тектонические процессы субгоризонтальной направленности, связанные с субдукцией литосферных плит [10–12; 22–34], также могли внести определенный вклад в пространственное распределение металлогенических провинций (или металлогенических зон) [18; 20; 30; 31; 33; 34], обусловленное гетерогенным распределением металлов в верхней мантии (рис. 1).

Опираясь на геологические данные, изложенные в работах [10; 11; 13; 22], необходимо показать, как изменялось в процессе эволюционного развития Земли (от 165 млн лет назад до настоящего времени) геодинамическое

строение литосферы с постепенным формированием основных тектонических структур: валов Архангельского, Шатского и их линейного продолжения на суше — хребтов Малого Кавказа, а также параллельного им хребта Большого Кавказа (и соответственно прогибов между ними) в районе древней литосферной плиты Тетис (1 на рис. 2) (территория, куда помимо Черноморской микроплиты входили и валообразные структуры Большого и Малого Кавказа), которая постепенно (2–6 на рис. 2) пододвигалась (субдуцировала) под Русскую палеолитосферную плиту. Согласно проведенным исследованиям [13; 22], в Восточно-Черноморском регионе (палеолитосферная плита Тетис) существовала активная зона палеолитосферной субдукции с юрского геохронологического периода до конца миоцена (рис. 2).

Цель настоящей работы — попытаться с позиции концепции тектоники литосферных плит [12; 21; 27; 29–31; 33; 34] объяснить происхождение некоторых металлогенических зон Крымо-Кавказского региона [4; 5; 8; 9; 20]. В соответствии с работами [10; 11; 13; 22], взаимодействие палеолитосферных плит в Черноморском регионе приводило к процессу постепенного пододвигания (субдукции) Черноморской палеолитосферной микроплиты (как части древней плиты Тетис) (рис. 2) под литосферу Русской палеоплиты. Судя по данным о пространственном расположении основных валообразных тектонических структур Черноморского региона (палеоплита Тетис) и прилегающих территорий (Большого и Малого Кавказа), в Мз–Сз период являющихся его частями (Дзирульский массив Кавказа) [13; 22], тектоническая структура Черноморского региона мало изменилась за последние 165 млн лет (рис. 2). Поэтому, исходя из анализа имеющихся геолого-геофизических данных, можно смоделировать реликтовые геодинамические процессы и глубинные параметры палеосубдукционной зоны, издревле существующей в Черноморском регионе.

Расчеты параметров геотермодинамической модели Черноморской зоны палеолитосферной субдукции. В качестве геодинамической модели термомеханического состояния субдукционного мантийного клина между подошвой палеолитосферы Русской платформы, к которой примыкает Крымо-Кавказский регион, и поверхностью Черноморской палеолитосферной микроплиты, пододвигающейся под этот регион, под углом β со скоростью V , примем модель, получаемую при $Pr \rightarrow \infty$, в приближении Буссинеска из системы двумерных безразмерных уравнений гидродинамики для функции тока ψ и температуры T [32]:

$$(\partial_{zz}^2 - \partial_{xx}^2) \eta (\partial_{zz}^2 - \partial_{xx}^2) \psi + 4\partial_{xz}^2 \eta \partial_{xz}^2 \psi = Ra T_x - Ra^{(410)} \Gamma_x^{(410)} - Ra^{(660)} \Gamma_x^{(660)}, \quad (1)$$

$$\partial_t T = \Delta T - \psi_z T_x + \psi T_z + (Di/Ra)(\tau_{ik}^2/2\eta) + Q. \quad (2)$$

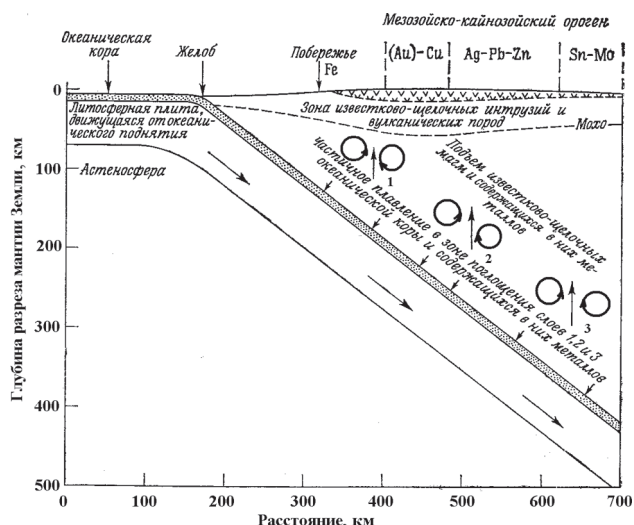


Рис. 1. Схематический глубинный разрез закономерностей размещения металлогенических провинций над зоной субдукции палеолитосферных плит

1–3 — система из нескольких парных термодинамических конвективных вихрей Карига — Рихтера [28], способствующая подъему известково-щелочных магм (с содержащимися в них металлами) в приповерхностные зоны земной коры [33]

Здесь η — безразмерный коэффициент динамической вязкости, символ ∂ и индексы означают частные производные по координатам x (горизонтальной), z (вертикальной) и времени t , Δ — оператор Лапласа, $\Gamma_x^{(410)}$ и $\Gamma_x^{(660)}$ — объемные доли тяжелой фазы на фазовых переходах на глубинах 410 и 660 км, компоненты скорости V_x и V_z связаны с функцией тока (ось x направлена против вектора субдукции, вдоль основания переходной зоны мантии (ПЗМ) на глубине 660 км, ось z — вверх от ПЗМ),

$$V_x = \psi_z, \quad V_z = -\psi_x, \quad (3)$$

а безразмерные числа Рэлея Ra , фазовые $Ra^{(410)}$, $Ra^{(660)}$ и диссипативное Di есть

$$\begin{aligned} Ra &= \alpha \rho g d^3 T_1 / \eta_c \chi = 5,55 \cdot 10^8; \\ Ra^{(410)} &= \delta \rho^{(410)} g d^3 / \eta_c \chi = 6,60 \cdot 10^8; \\ Ra^{(660)} &= \delta \rho^{(660)} g d^3 / \eta_c \chi = 8,50 \cdot 10^8; \\ Di &= \alpha g d / c_p = 0,165, \end{aligned} \quad (4)$$

где $\alpha = 3 \cdot 10^{-5} \text{ K}^{-1}$ — коэффициент теплового расширения, $\rho = 3,4 \cdot 10^3 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$ — плотность мантии, g — ускорение силы тяжести, $c_p = 1,2 \cdot 10^3 \text{ Дж} \times \text{кг}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ — удельная теплоемкость при постоянном давлении, $T_1 = 1970 \text{ K}$ — температура основания ПЗМ на глубине 660 км, считающейся нижней границей модельной области, $Q = 6,25 \cdot 10^{-4} \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-3}$ — объемная мощность тепловыделения в коре, τ_{ik} — тензор вязких напряжений, $d = 660 \text{ км}$ — вертикальный размер модельной области, $\eta_c = 10^{18} \text{ Па} \cdot \text{с}$ — масштабный множитель

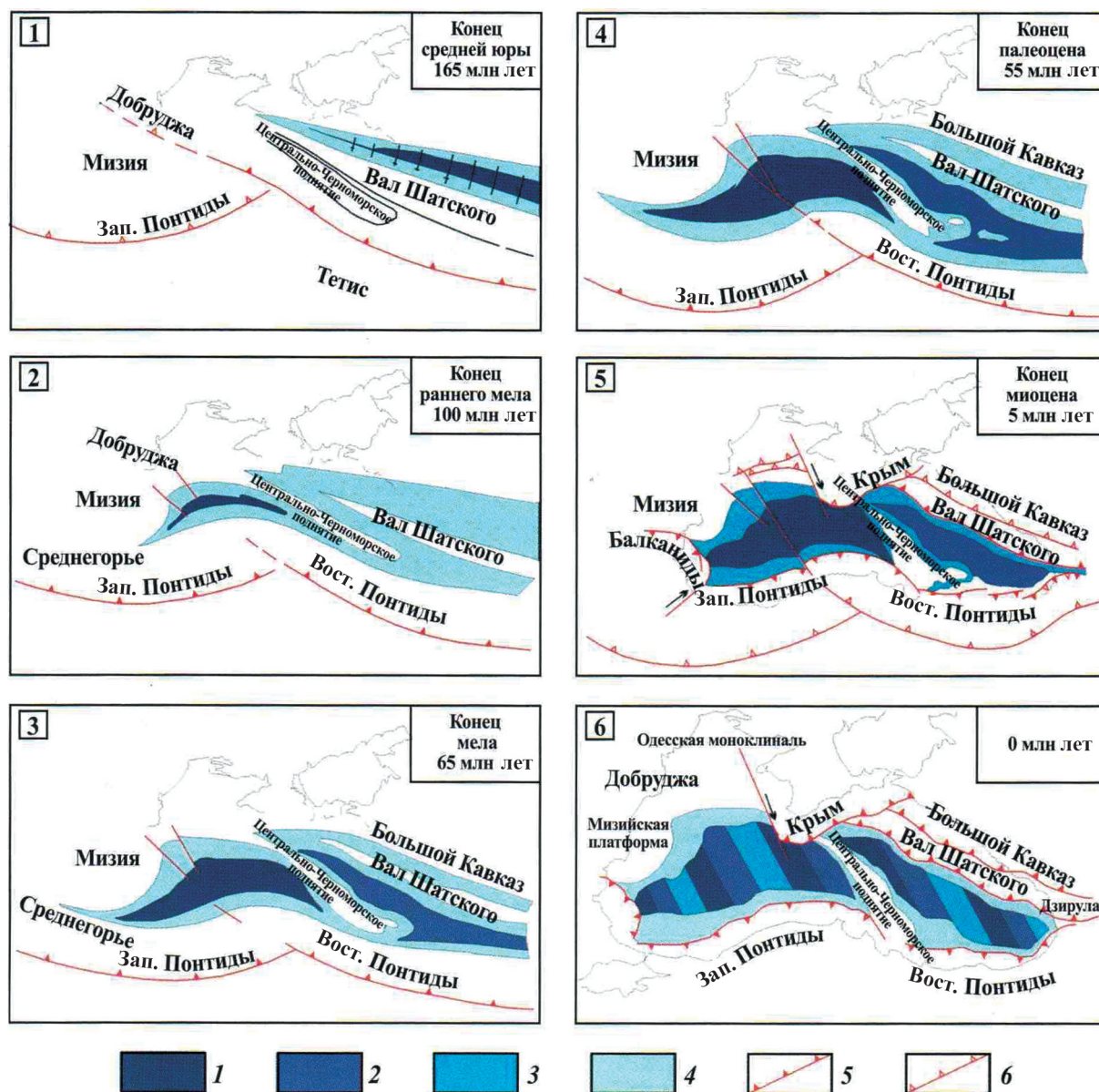


Рис. 2. Геодинамическая эволюция Черноморской микроплиты (палеолитосферной плиты Тетис) в мезозойско-кайнозойский геохронологический период (165–0 млн лет назад) по [13; 22]

1 – палеоокеаническая кора; 2 – сильно утоненная континентальная кора; 3 – зона консервации древней коры; 4 – задаточные бассейны и континентальные окраины; 5 – зоны активной субдукции; 6 – зоны поддвигового склона

вязкости, $\chi = 0,94 \text{ мм}^2/\text{с}^1$ – коэффициент температуропроводности, $\delta\rho^{(410)} = 0,07 \text{ с}$ и $\delta\rho^{(660)} = 0,09 \text{ с}$ – скачки плотности на фазовых переходах на глубинах 410 и 660 км. В (1), (2) масштабными множителями для времени t , напряжений τ_{ik} и функции тока ψ служат соответственно величины $(d^2\chi^{-1})$, d , $(d^2\eta\chi)$. Выражение для неньютоновской вязкости принималось в виде [6]

$$\eta = (1/2AC_w\tau^{n-1}) \cdot (h/b^*)^m \times \{\exp[(E^* + pV^*)/RT]\}, \quad (5)$$

где T – безразмерная температура, а безразмерная координата z , нормированная на d , отсчитывается вверх от основания ПЗМ (ось x направлена по нижней границе ПЗМ против вектора зоны

субдукции). Согласно [15; 25; 26], для «влажного» оливина основные параметры реологии горных пород мантии в зоне субдукции составляют $n = 3$, $r = 1,2$, $m = 0$, $\tau = (\tau_{ik}^2)^{1/2}$, $E^* = 470 \text{ кДж} \cdot \text{моль}^{-1}$, $V^* = 12 \cdot 10^3 \text{ мм}^3 \cdot \text{моль}^{-1}$, $A = 10^2 \text{ с}^{-1} \cdot \text{МПа}^{-n}$, $C_w > 10^{-3}$. При $C_w = 10^{-3}$ с учетом

$$\tau_{ik}^2 = 4\eta^2 \cdot [(\psi_{zz} - \psi_{xx})^2/2 + 2\psi_{xz}^2], \quad (6)$$

безразмерная вязкость есть

$$\eta = \{1,0/[(\psi_{zz} - \psi_{xx})^2/2 + 2\psi_{xz}^2]^{1/3}\} \times \exp\{[10,0 + 5,0(1 - z)]/T\}. \quad (7)$$

Отношение сторон модельной области примем равным 1:(1,87) так, что при субдукции по

диагонали модельной области угол зоны активной субдукции составит $\beta = 28^\circ$, а расчетная скорость $V = 26$ мм/год [29] в относительных единицах равна $V = 0,610 \cdot 10^3$, т. е. в субдуцирующей Черноморской микроплите (плите Тетис) ее компоненты $V_x = -0,584 \cdot 10^3$ и $V_z = -0,174 \cdot 10^3$. Величина скорости субдукции рассчитывалась таким образом, чтобы в мантийном клине возбуждались 2D-конвективные ячейки размером ~ 250 км (судя по почти одинаковому расстоянию между валообразными структурами в палеолитосферной плите Тетис на рис. 2, карты от 3-й до 6-й [22], т. е. от конца мелового периода 65 млн лет назад до настоящего времени).

Следуя [15], примем фазовые функции $\Gamma^{(l)}$ в виде (напомним, что ось z здесь направлена вверх, поэтому знаки изменены):

$$\Gamma^{(l)} = (1/2) \cdot \{1 - th[z - z^{(l)}(T)]/w^{(l)}\};$$

$$z^{(l)}(T) = z_0^{(l)} - [\gamma^{(l)}/\rho g](T - T_0^{(l)}), \quad (8)$$

где $z^{(l)}(T)$ – глубина l -го фазового перехода, $z_0^{(l)}$ и $T_0^{(l)}$ – усредненные глубина и температура фазового перехода, $\gamma^{(410)} = 3$ и $\gamma^{(660)} = -3$ МПа $\cdot$ К $^{-1}$ – наклоны кривых фазового равновесия, $w^{(l)}$ – характерная ширина l -го фазового перехода, $T_0^{(410)} = 1820$ К, $T_0^{(660)} = 1970$ К – средние температуры фазовых переходов. Теплоты фазовых переходов, как и в [15], в (2) не учитываются ввиду несущественности в случае развитой конвекции. Из (8) получаем:

$$\Gamma_x^{(l)} = -(\gamma^{(l)}/2\rho g w^{(l)}) T_x \times$$

$$\times ch^{-2} \{[(z - z_0^{(l)} + \gamma^{(l)}(T - T_0^{(l)}))/(\rho g)]/w^{(l)}\}, \quad (9)$$

откуда видно, что фазовый переход с $\gamma^{(l)} > 0$ усиливает конвекцию (при $l = 410$), а фазовый переход с $\gamma^{(l)} < 0$ (при $l = 660$) – ослабляет. В безразмерном виде $z_0^{(410)} = 0,39$, $z_0^{(660)} = 0$, $w^{(l)} = 0,06$, $\gamma^{(410)} = 2,56 \cdot 10^9$, $\gamma^{(660)} = -2,56 \cdot 10^9$, $T_0^{(410)} = 0,93$, $T_0^{(660)} = 1,02$, и тогда в формуле (10) будет:

$$\Gamma_x^{(l)} = -(\delta\rho^{(l)}\gamma^{(l)}/2\rho R a^{(l)} w^{(l)}) T_x \times$$

$$\times ch^{-2} \{[z - z_0^{(l)} + \gamma^{(l)}(\delta\rho^{(l)}/\rho R a^{(l)})(T - T_0^{(l)})]/w^{(l)}\}. \quad (10)$$

В качестве граничных условий принята изотермичность горизонтальных и адиабатичность вертикальных границ, условия прилипания и непроницаемости границ (кроме «окон» внедрения и выхода субдуцирующей плиты, в которых задана скорость субдукции и проницаемости, удаленной от зоны субдукции границы под прямым углом, близким к углу выхода вынужденного мантийного потока, при пологой субдукции).

Результаты проведенных расчетов геотермодинамических параметров палеолитосферной субдукционной зоны. Для первоначальной оценки средней скорости субдукции Черноморской палеолитосферной микроплиты рассмотрим зависимость от горизонтальной координаты x инкремента $\gamma(x)$ конвективной неустойчивости в виде тектонических валообразных структур, ориентированных

поперек направления зоны субдукции, для модели мантии с постоянной вязкостью, зависимость которой от температуры (T) и давления (p) учитывается усредненным образом, а именно: множителем, описывающий зависимость вязкости от температуры и давления, считается равным его среднему значению. Следует подчеркнуть, что $\gamma(x)$ не зависит от вязкости, так как движущей силой конвекции служит диссипативное тепловыделение, пропорциональное вязкости, но, с другой стороны, чем больше вязкость, тем труднее возбудить конвекцию.

Для построения согласованной более точной модели мелкомасштабной термической конвекции в мантийном клине между настиляющей Русской палеолитосферной плитой и субдуцирующей Черноморской палеолитосферной микроплитой (палеоплитой Тетис) ради повышения точности вычислений вначале необходимо положить в (1)–(2) $Ra = 0$, $Di = 0$, т. е. рассчитать модель погружающейся плиты Тетис, мантийного клина и настиляющей Русской плиты без учета вязкой диссипации и конвекции. Это связано с тем, что при Ra и Di (4) конвекция в модели проходит стадии с большими скоростями, и для обеспечения устойчивости расчета квазистационарного состояния требуются крайне малые шаги по времени. При этом трудно рассчитать термическое состояние погружающейся микроплиты, настиляющей плиты, и индуцированного возвратного потока. Полагая вначале в (1)–(2) $Ra > 0$, $Di = 0$, т. е. учитывая только теплопроводность и адвекцию тепла, и интегрируя (1)–(2) по пространственным координатам методом конечных элементов на сетке 104×104 и по временной координате методом Рунге – Кутты 3-го порядка при $V = 26$ мм/год, были получены квазистационарные безразмерные ψ и $T - TR$.

Скорость субдукции литосферной плиты Тетис ($V = 26$ мм/год) выбрана как наиболее соответствующая наблюдаемому распределению теплового потока [6] и не менее современным геодинамическим оценкам скорости субдукции литосферных плит этого региона [29]. Черноморская палеолитосферная микроплита (как часть общей палеоплиты Тетис), субдуцирующая с заданной скоростью V , обозначенная равноотстоящими диагональными линиями тока, считается жесткой, а коэффициент вязкости в зоне трения литосферных плит при температурах ниже 1200 К понижается по сравнению с (5) на два порядка величины. Последним фактом учитывался эффект смазки за счет субдуцирующих осадков, которые частично затягиваются погружающейся Черноморской микроплитой и препятствуют прилипанию к ней настиляющей литосферы [24].

Полагая затем безразмерные параметры в (1)–(2) и согласно (4), т. е. включая эффекты диссипации и конвекции, и интегрируя значения в (1)–(2), находим, что в случае неньютоновской реологии при $C_w = 10^{-3}$ вес. % конвекция не возбуждается, а при $C_w = 6 \cdot 10^{-1}$ вес. % вынужденный

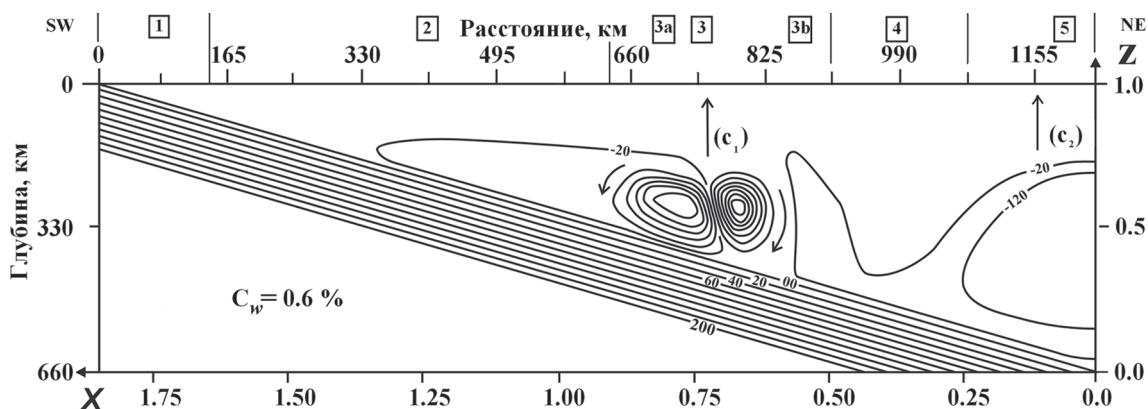


Рис. 3. Квазистационарные распределения безразмерной функции тока вдоль профиля МВ в мантийном субдукционном клине Черноморской литосферной микроплиты (как части палеолитосферной плиты Тетис) под литосферу Русской платформы (Кавказский регион), с учетом эффектов диссипативного нагрева и конвективной неустойчивости для неньютоновской реологии мантии и концентрации воды $C_w = 6 \cdot 10^{-1}$ вес. %. Стрелками (C_1) и (C_2) обозначены восходящие конвективные потоки, которые выносят известково-щелочные магмы (с содержащимися в них растворенными металлами) в области C_1 (поднятие вала Архангельского – 3а и Шатского – 3б) и C_2 (район Большого Кавказа)

1 – начало зоны субдукции палеолитосферной плиты Тетис; 2 – Понтийская палеоостровная дуга; 3 – регион Восточно-Черноморской впадины; зона тектонического вала Архангельского (3а) и Шатского (3б); 4 – тектоническая валообразная зона Большого Кавказа; 5 – Индоло-Кубанская впадина

мантийный поток над субдуцирующей микроплитой за безразмерное время $0,6 \cdot 10^{-6}$ (в размерном виде 10^5 лет) разрушается конвекцией, которая по достижении стадии развитой конвекции принимает вид, изображенный на рис. 3. Очевидно, что вихревые линии тока, показанные на рис. 3, с интервалом $4 \cdot 10^4$ действительно соответствуют двум 3D- и 2D-конвективным ячейкам, возбуждающимся при скорости субдукции $V = 26$ мм/год. При этом необходимо акцентировать внимание на том, что размер одной конвективной ячейки Карига – Рихтера составляет порядка 250 км с расстоянием между конвективными ячейками около 350 км.

Таким образом, расчет для неньютоновской реологии горных пород мантии с вязкостью, рассчитанной по (7)–(9), показывает, что при снижении вязкости на три порядка по сравнению со значениями в (7)–(9), т. е. при $C_w = 6 \cdot 10^{-1}$ вес. %, в мантийном клине развивается конвекция в виде двух микровихрей, способная обеспечить аномальный 2D-тепловой поток. Альтернативой столь существенному повышению концентрации кристаллизационной воды может быть повышение константы A и/или снижение энергии активации E^* по сравнению с указанными в работе [15]. Значительная скорость конвективных движений объясняется локальным снижением вязкости за счет повышения напряжений в мантии, в зоне, охваченной конвекцией.

В результате проведенных расчетов на рис. 3 показано квазистационарное распределение безразмерной функции тока, в мантийном субдукционном клине характерное для углов субдукции Черноморской микроплиты под литосферу Русской платформы.

В вышележащих слоях литосферы, над зонами формирования основных конвективных вихрей Карига – Рихтера в мантии, могут

образовываться локальные зоны плавления пород [3; 7], которые не всегда выделяются в рамках представленной региональной термодинамической модели (рис. 3). Установлено также, что уже при угле наклона ($\beta > 30^\circ$) субдуцирующей плиты поперечные валообразные структуры вообще не возникают [2; 15; 24]. При рассмотренных углах зоны субдукции (β) в разных литосферных блоках Черноморской микроплиты, в диапазоне от 15° (перед Крымским полуостровом – центральная зона Черноморской микроплиты) до 28° (перед территорией Кавказа – восточная зона Черноморской микроплиты) конвекция не возникает только при скорости субдукции ниже $V = 10$ мм/год. Очевидно, наличие двумерной конвекции в узком мантийном клине связано с большими, чем в широком клине, вязкими напряжениями и, следовательно, с большим диссипативным нагревом. Для неньютоновской реологии горных пород мантии конвекция при скорости субдукции ($V = 26$ мм/год) возникает при концентрации воды в горных породах мантийного клина равной $C_w = 6 \cdot 10^{-1}$ вес. %.

Обсуждение полученных результатов. В течение длительных (165 млн лет) геодинамических и тектонических процессов субдукции Черноморской микроплиты (рис. 2) произошло образование перемежающихся линейно вытянутых параллельных друг другу поднятий – Архангельского (2) и вала Шатского (4) – и линейно вытянутых прогибов – впадины Восточно-Черноморского бассейна (3) и Туапсинского прогиба (5) – перед орогенической областью Большого Кавказа (6) и валом Андрусова (7), прогибом Сорокина (8), Крымской орогенической валообразной областью (9), представленных на топографической карте рельефа твердой поверхности Земли Азово-Черноморского региона (рис. 4).

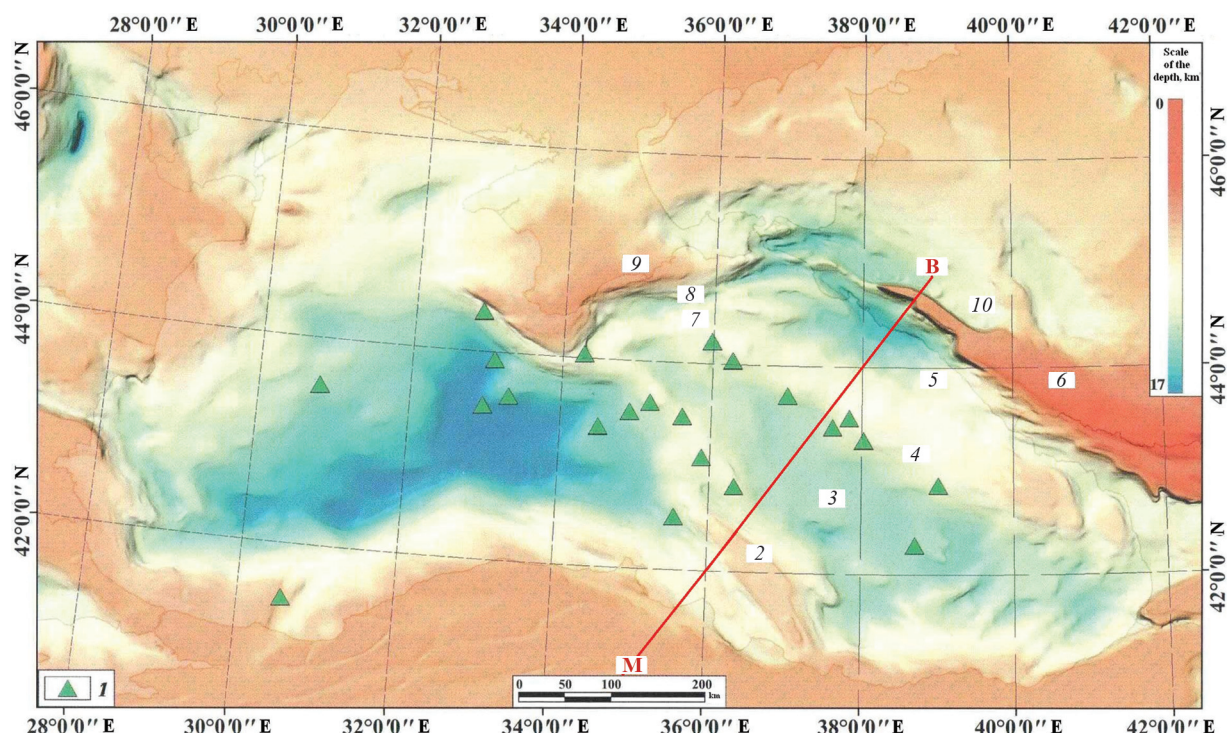


Рис. 4. Топографическая карта рельефа твердой поверхности Земли Азово-Черноморского региона [13]

1 – зелеными треугольниками обозначены линейные области разгрузки гидрофлюидных потоков на морском дне в зонах подъема известково-щелочных магм по глубинным тектоническим разломам; 2 – линейно вытянутое тектоническое поднятие Архангельского; 3 – линейно вытянутый прогиб рельефа поверхности дна моря, связанный с впадиной Восточно-Черноморского бассейна; 4 – тектоническая структура вала Шатского; 5 – Туапсинский прогиб; 6 – линейно вытянутое поднятие орогенической области Большого Кавказа; 7 – тектоническая структура вала Андрусова; 8 – прогиб Сорокина; 9 – Крымская валообразная орогеническая структура

Также эти перемежающиеся линейно вытянутые поднятия и прогибы показаны на сейсмическом временном разрезе, проходящем через восточную часть акватории Чёрного моря (врезка внизу слева на рис. 5).

По причине того, что временной разрез сейсмического зондирования земной коры (рис. 5) не всегда точно воспроизводит наклон сейсмических границ, и в частности границы Мохоравичича (Мохо) – верхней кромки Черноморской литосферной микроплиты, для уточнения угла наклона этой сейсмической границы был проанализирован разрез глубинного сейсмического зондирования через акваторию Черноморской впадины (рис. 6) [1].

Нижняя сейсмическая скоростная граница коры ($V = 8,2\text{--}8,6$ км/с), изображенная на глубинном сейсмическом разрезе Чм 68-19 (рис. 6) [1], является поверхностью Мохо и характеризуется наклоном верхней кромки литосферного слоя зоны субдукции (в зоне на расстоянии от 300 до 400 км на разрезе) в среднем около 15° . Это соответствует примерному наклону границы Мохо, изображенной на временном сейсмическом разрезе по профилю ВС-060 (рис. 5).

Рисунки 3, 5 и 6 подтверждают, что поверхность Мохо, являющаяся верхней кромкой литосферы Черноморской микроплиты, обладает определенным наклоном (более 15°) под орогенические

(валообразные) тектонические структуры от Крыма до Кавказа. Конечно, поверхностные слои земной коры в зоне литосферной субдукции обычно имеют меньший угол наклона, чем более глубокозалегающие. Этот наклон показывает, что и в современный геохронологический период также заметен реликтовый наклон (рис. 6) верхней кромки (границы Мохо) ранее активно субдуцирующей палеолитосферы Черноморской микроплиты под орогенические структуры Крыма.

Согласно [2; 24], в субдукционном мантийном клине возможны два типа мелкомасштабной термической конвекции, вызываемой диссипативным нагревом: 3D-конвекция в виде магматических струй, восходящих к вулканическим цепям Горного Крыма, Малого Кавказа – валов Архангельского и Шатского, вала Андрусова – и 2D-конвекция, представленная так называемыми роликовыми (квазицилиндрическими) вихрями Кари́га – Рихтера [28] в зонах Большого Кавказа, Степного Крыма, ориентированных поперек направления зоны субдукции (поддвига) Черноморской микроплиты. В работах [2; 17; 21] показано, что пространственное разделение этих двух типов термической конвекции возникает вследствие зависимости коэффициента эффективной вязкости мантии от температуры, причем конвективные вихри Кари́га – Рихтера, если они формируются, располагаются немного позади

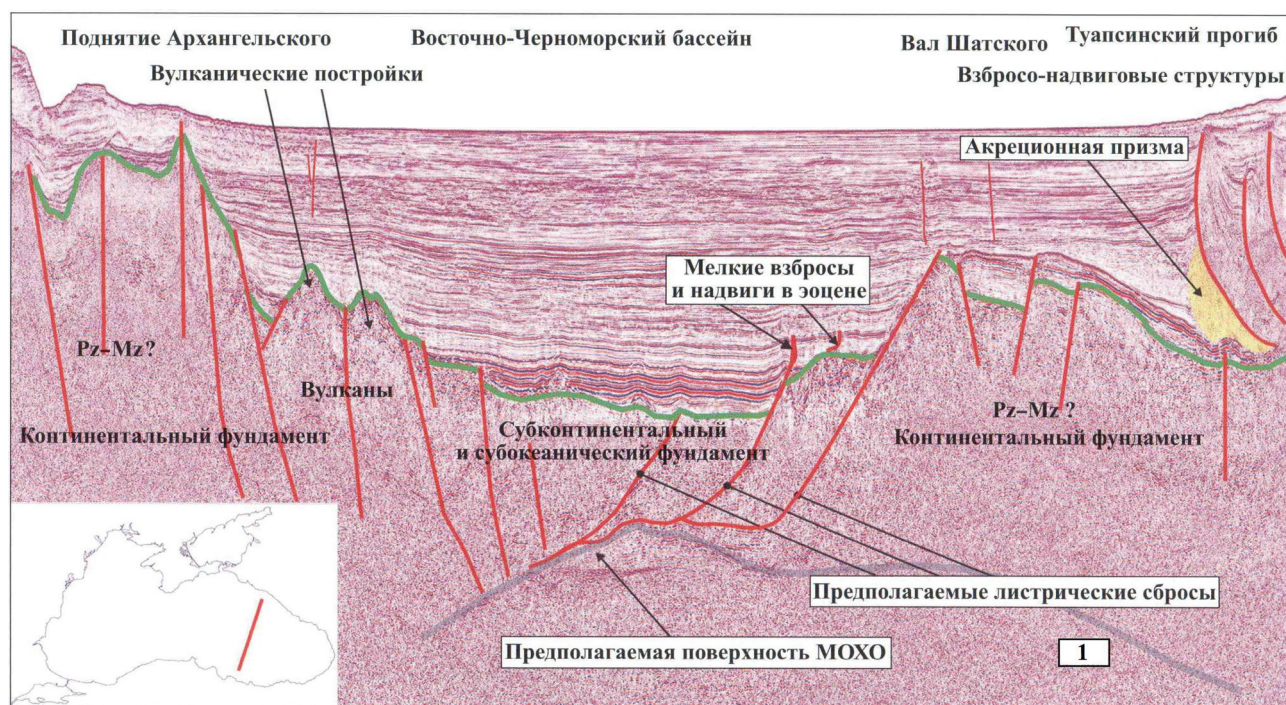


Рис. 5. Временной сейсмический разрез по профилю ВС-060 [13]

1 – серой линией обозначена поверхность Мохо – верхняя кромка субдуцирующей Черноморской литосферной микроплиты; 2 – зеленой – верхняя кромка консолидированного континентального и субокеанического фундамента; 3 – красной – субвертикальные тектонические разломы и связанные с ними листрические сбросы, по которым от мезозойского геологического периода до настоящего времени происходило поднятие щелочных растворов, приводящих к образованию металлогенических зон на валобразных тектонических структурах Азово-Черноморского региона

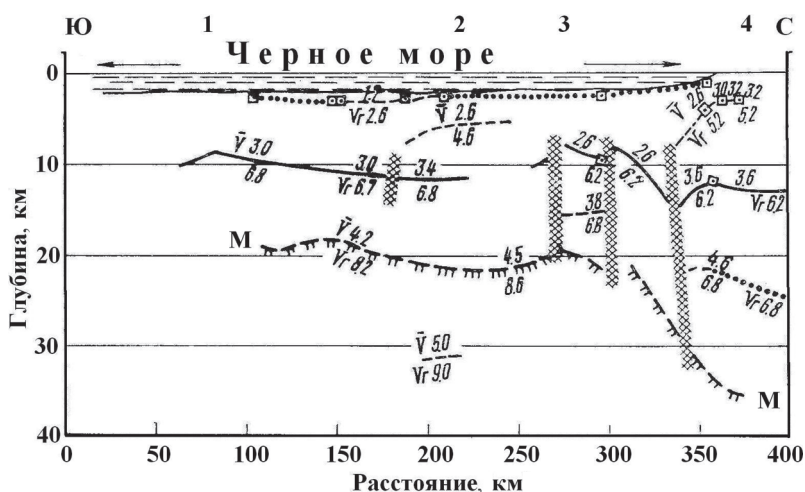


Рис. 6. Разрез глубинного сейсмического зондирования земной коры через территорию Черноморской микроплиты по профилю Чм 68-19 Апахам (Турция) – Приморский (Крым) [1]

М – поверхность Мохо; 1 – вал Архангельского; 2 – Восточно-Черноморская впадина; 3 – вал Шатского; 4 – Крымский полуостров

основной вулканической гряды. Аномалии теплового потока, наблюдаемые, например, в южной части Крымского полуострова [3; 6; 7; 10; 11], обязаны своим происхождением конвективному 3D-и 2D-подводу тепла соответственно из мантийного клина. Второй из этих максимумов теплового потока (Тарханкутско-Новоселовские аномалии теплового потока) [7; 10; 11], расположенный в тылу хребтов Горного Крыма (Степной Крым) и намного более выраженный (под точкой C_2 на рис. 7), обладает двумерной структурой и, видимо, связан с 2D-роликовой конвекцией в мантийном клине, тогда как первый максимум (под

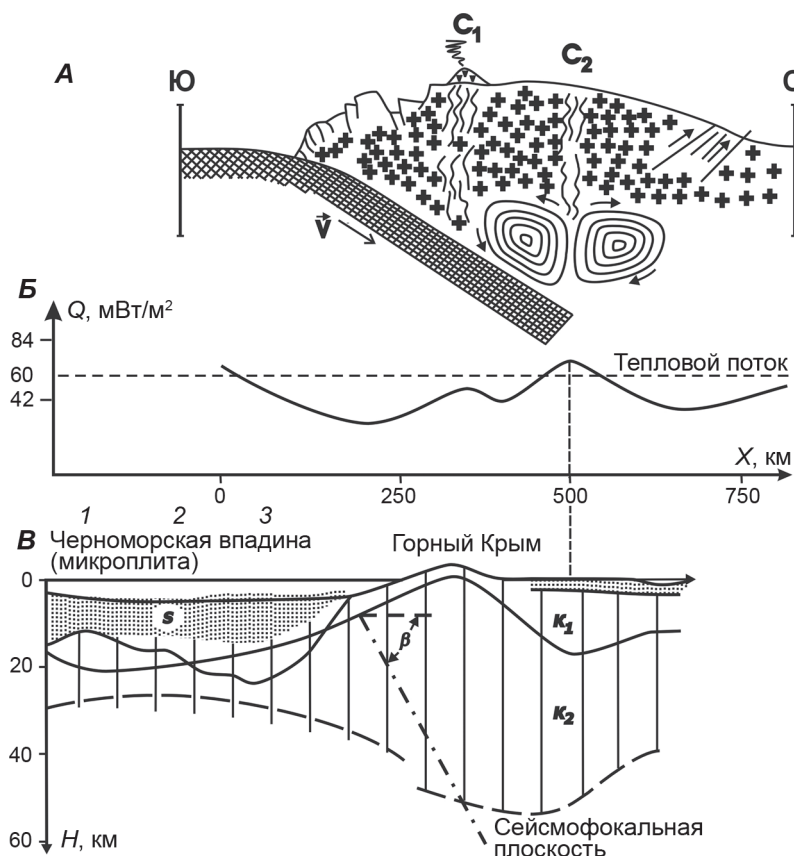
точкой C_1 , совпадающей с отдельными концентрическими вихрями) связан с 3D-конвекцией.

Имеющихся геофизических данных недостаточно для подтверждения наличия зоны субдукции. Поэтому на рис. 8 приводится схема расположения выходов на поверхность кристаллического фундамента под дном Средиземного моря субширотного тектонического разлома, от которого начинается отсчет Черноморско-Средиземноморская зона субдукции (южнее о. Кипр), куда входит как составная часть и Черноморская субдукционная зона, а в качестве палеозадуговых бассейнов предлагается рассматривать

Рис. 7. Схематический геолого-геофизический поперечный разрез зоны субдукции в районе Черноморская литосферная микроплита – Русская литосферная плита (Крымский полуостров) [10; 11] – *A*; распределение измеренных значений теплового потока q на Крымском полуострове – *B*; расположение Черноморской литосферной микроплиты, субдицирующей под литосферу Русской платформы (под Крымский полуостров) под углом $\beta = 15^\circ$ и сейсмофокальной плоскости под ним, показанной штрихпунктирной линией – *B*

A: C_1 и C_2 – зоны восходящих конвективных 3D- и 2D-потоков в областях максимумов теплового потока q в районе Горного (C_1) и Степного Крыма (C_2); вихревые линии тока – вихри Карижа – Рихтера, соответствующие 2D-конвекции в мантийном клине см. текст к рис. 10;

B: S – породы осадочного слоя, горные породы верхнего (K_1) и нижнего (K_2) слоев земной коры; валы Архангельского (1) и Андрусова (2); 3 – впадина Сорокина



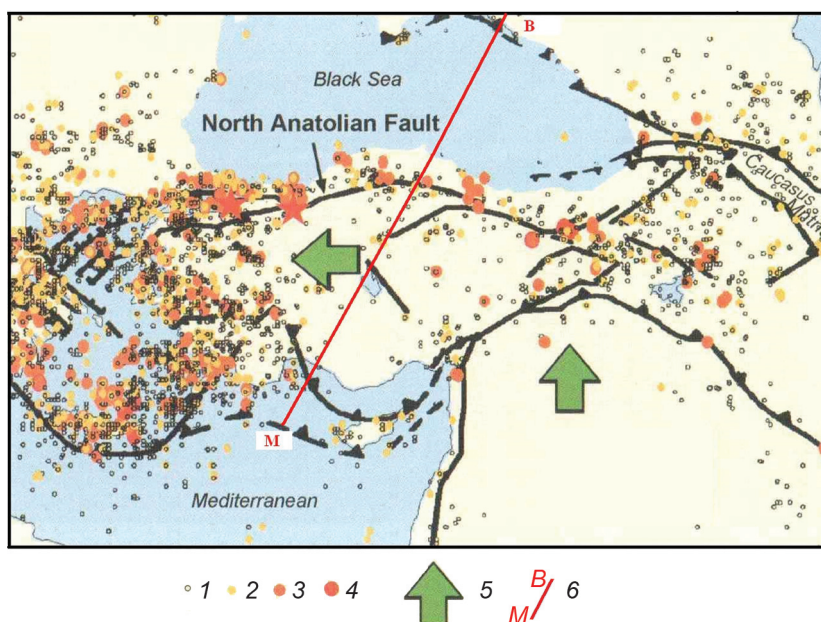
сейсмически активные палеовулканические зоны на территории Малой Азии (Понтийская палеоостровная дуга – палеовулканы на этой территории) [23].

Кроме того, необходимо отметить, что приведенные на рис. 5, 6 и 7 относительно короткие глубинные геолого-геофизические разрезы коры, проходящие только через акваторию Чёрного моря, наводят на предположение об андийском типе зоны субдукции (без задугового бассейна).

Чтобы определить, подходит ли такая модель для ситуации в Чёрном море, необходимо рассмотреть сводный сейсмический разрез, уходящий на значительное расстояние на юг от северной границы Черноморской впадины. К сожалению, до сих пор нет данных по длинным профилям глубинного сейсмического зондирования, с юго-запада на северо-восток пересекающих одновременно Большой Кавказ, Чёрное море совместно с Малой Азией и Средиземным морем, показывающих

Рис. 8. Карта современного расположения субширотных тектонических разломов (в районе о. Кипр) на поверхности кристаллического фундамента под морским дном как начала отсчета Средиземно-Черноморской субдукционной зоны и гипоцентров землетрясений сейсмически активных вулканических зон и разломов Малой Азии [23]

1–4 – землетрясения магнитудой: 1 – $M > 5-6$, 2 – $M > 6-7$, 3 – $M > 7-8$, 4 – $M > 8-9$; 5 – основное направление современного движения Африканской литосферной плиты на север и некоторое смещение ее на запад из-за бокового давления Азиатской плиты; 6 – месторасположение профиля, по которому происходил расчет термодинамической модели, представленной на рис. 3



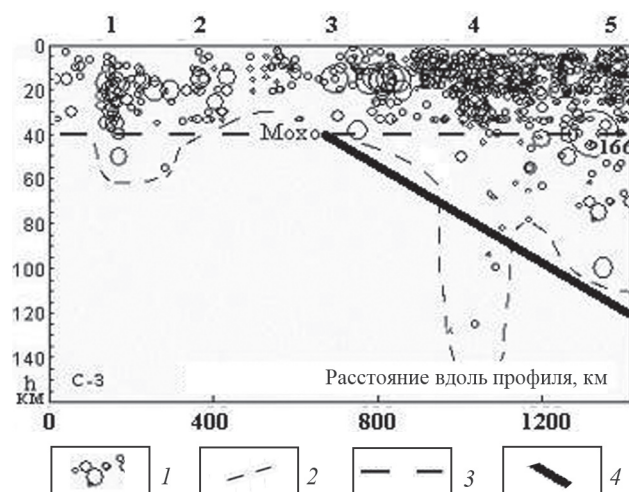


Рис. 9. Глубинный разрез литосферы, построенный вдоль профиля Чёрное море – Крымо-Кавказский регион по сейсмологическим данным о расположении гипоцентров землетрясений [16]

1 – кружками разного диаметра отмечены глубинные зоны расположения гипоцентров землетрясений разной магнитуды; 2 – коро-литосферные неоднородности этого региона по данным о гипоцентрах землетрясений; 3 – средняя глубина (40 км) земной коры; 4 – наклон в восточном направлении верхней границы литосферы (Мохо) в зоне субдукции Черноморской микроплиты под территорию Большого Кавказа; глубинно-пространственные зоны, выделяемые по данным о расположении гипоцентров землетрясений: 1 – верхняя часть конвективной зоны в районе Крымского полуострова; 2 – впадина Азовского моря и западная часть Индоло-Кубанской впадины; 3 – Туапсинский прогиб; 4 – палеомантийный плюм в районе г. Грозный; 5 – западная бортовая зона Южно-Каспийской мегавпадины

погружение Средиземноморско-Черноморской литосферной плиты на северо-восток под территорию Большого Кавказа. Поэтому рассмотрим достаточно длинный глубинный сейсмический разрез, пересекающий почти с запада на восток, а точнее немного с северо-запада на юго-восток, акваторию Чёрного моря в районе юго-западнее Крымского полуострова, а также всю территорию Большого Кавказа до западной бортовой зоны Южно-Каспийской мегавпадины в области г. Баку [16] (рис. 9).

Рисунок 9 подтверждает, что, по сейсмологическим данным, существует наклон верхней кромки Черноморской литосферной микроплиты на восток (по данным о наклоне нижней кромки земной коры 40 км), погружающейся под континентальную литосферу на территории Большого Кавказа. Однако поверхность субдуцирующей Черноморской микроплиты нарушается последующим внедрением в ее наклонную структуру палеомантийного плюма в виде конусообразной структуры в районе г. Грозный.

Рассматриваемый в этой статье вид зоны субдукции можно отнести к Атлантическо-Средиземноморскому типу зоны субдукции, отличающемуся от Тихоокеанского тем, что скорости поддвига субдуцирующей плиты, характерные

для Атлантическо-Средиземноморского вида, составляют около 0,95–4,00 см/год [29], то есть несколько меньше, чем скорости в Тихоокеанских видах зон субдукции. Так, например, согласно работе [27], в которой рассматриваются четыре возможные конфигурации зоны поддвигания (субдукции) литосферной плиты, и на основании других данных, приведенных в этой статье, можно сказать, что в Чёрном море может быть такой вид зоны субдукции [27, фиг. 14a], что длина сейсмической зоны (наклонной части субдуцирующей плиты) есть продукт скорости поддвигания литосферной плиты, погруженной в вещество астеносферы, но не дошедшей до границы пород мезосферы. Согласно [35, фиг. 4B], Черноморская зона субдукции может быть отнесена ко второму виду зоны субдукции. При этом территория Малой Азии (Понтийская палеостроновая дуга) рассматривается как развивающийся оротектонический ороген (несформировавшаяся до конца островная дуга), а литосфера Чёрного моря – экзогеосинклиналь (несформировавшийся до конца малый палеоокеанический бассейн). Эти две работы, дополняя друг друга, дают возможность предположить такой вид зоны субдукции, принятый для расчетов в нашей статье. Опираясь на представленные в [16; 20; 23] дополнительные данные по площади Чёрного моря и сравнивая их с другими, уже определившимися по своему виду районами зон субдукции [27–31; 33–35], предположим, что в этой статье анализируется вид (палео) субдукционной зоны с (палео) задуговым бассейном [12; 18; 20; 23; 28–31; 33; 34] и мантийными конвективными зонами [2; 10; 11; 24–34], которая может формировать линейные металлогенические зоны на территории Крыма и Кавказа.

Для подтверждения проведенных модельных расчетов по профильным данным теплового потока в восточной части Черноморского региона (рис. 3, 7) обратимся к независимым показателям [6] по пространственному распределению теплового потока на исследуемой акватории Черноморской впадины и территории Малого и Большого Кавказских линейно вытянутых горных регионов (рис. 10), которые не противоречат использованным сведениям для модельных расчетов по профилям (рис. 3, 7).

Рисунок 10 иллюстрирует, что на карте пространственного распределения теплового потока отмечены две основные линейные зоны высоких значений теплового потока на территориях валлообразных структур Малого и Большого Кавказа, расположенные на расстоянии около 350 км, как и следует из проведенных в статье расчетов о повышенном выделении эндогенной энергии из мантии в зонах внедрения щелочных магматических образований (с содержащимися в них металлическими фракциями) в двух основных металлогенических провинциях Кавказа.

Заключение. При проведении поисково-разведочных работ на рудные месторождения

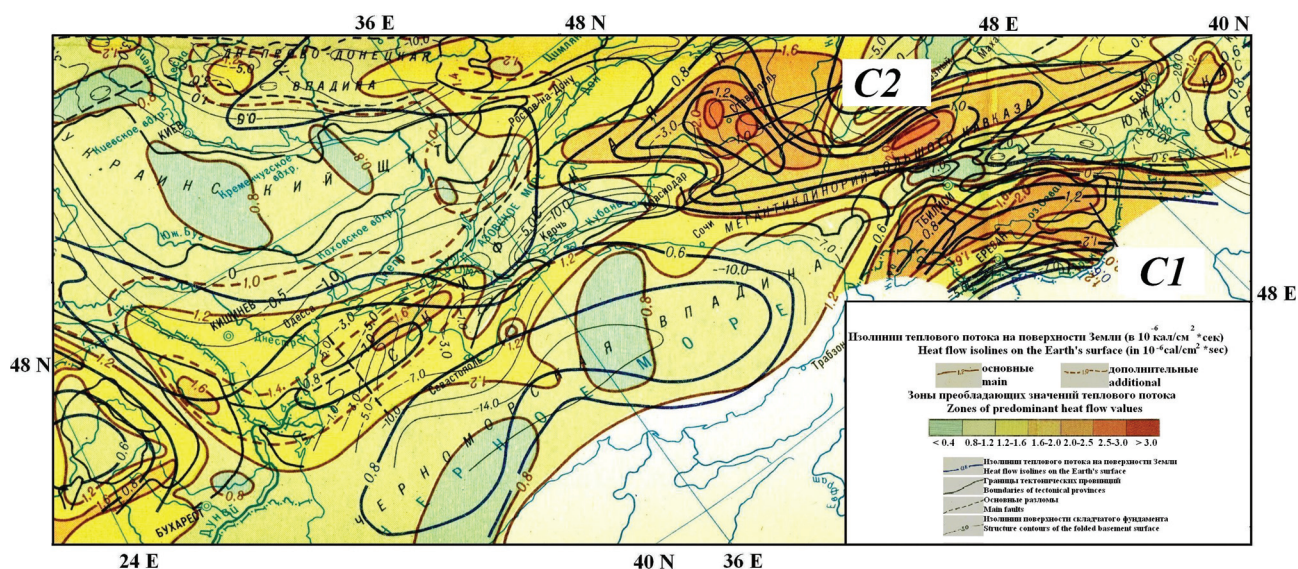


Рис. 10. Фрагмент карты значений теплового потока q ($1 \times 41,8$ мВт/м²) в Крымо-Кавказском регионе [6]. Линейная зона теплового потока Малого Кавказа (C_1) является зоной 2D-конвективных вихрей, связанных с максимальными значениями теплового потока q , а линейная зона теплового потока Большого Кавказа C_2 ассоциируется с 3D-конвективным вихрем Кари́га – Рихтера

в Крымо-Кавказском регионе важно понимать, что расстояние между образовавшимися металлогеническими провинциями (зонами) зависит от соотношения многих физико-химических факторов: угла наклона зоны палеосубдукции и скорости субдицирующей палеолитосферной микроплиты, температуры, давления, вязкости, концентрации воды в горных породах палеомантийного клина, скорости вращательного движения частично расплавленных известково-щелочных магм в конвективных вихрях Кари́га – Рихтера, их размеров и других менее значимых реологических параметров среды в палеомантийном клине зоны палеосубдукции. Например, в случае неньютоновской реологии характерный размер каждой конвективной ячейки вихря Кари́га – Рихтера, полученной в модели мантийного клина, сформировавшегося при субдукции Черноморской микроплиты под Крымо-Кавказский регион, составляет ~ 250 км, что при скорости субдукции 26 мм/г приблизительно совпадает с характерным пространственным размером 2D-аномалии теплового потока в тылу Горного Крыма. Средняя концентрация воды в горных породах мантийного клина $C_w = 6 \cdot 10^{-1}$ вес. % [25]. Скорость движения в конвективных вихрях Кари́га – Рихтера в этом регионе может превышать 10 м/г, чего вполне достаточно для обеспечения эффективного выноса щелочных магм (вместе с растворенными в них металлами) к дневной поверхности и образования приповерхностных залежей рудных месторождений. Последовательное периодическое распределение линейно вытянутых металлогенических зон, располагающихся через определенный интервал расстояния от кромки субдицирующей плиты, отмеченное в работах зарубежных исследователей [30; 31; 33; 34], подтверждается наличием первой

цепочки залежей железа на прибрежном Крымском месторождении [19], полуострове Керчь, а также первой цепочки рудных медно-порфировых и молибден-порфировых месторождений на территории Малого Кавказа (Армения) [14; 34], а затем второй цепочки полигенных рудных месторождений, протягивающейся на площади Большого Кавказа [9] (рис. 11).

Субширотные линейные зоны высоких значений теплового потока на территории Крыма, Малого и Большого Кавказских хребтов (рис. 10), как и показано в результатах вышеприведенных расчетов, пространственно совпадают с металлогеническими зонами Кавказа (рис. 11) [8]. В кавказском регионе (рис. 9) видны две линейные почти параллельные друг другу валообразные тектонические зоны, в пределах которых находятся месторождения рудных полезных ископаемых, расположенные на расстоянии около 350 км на территории валов Большого и Малого Кавказа, что соответствует проведенным в статье расчетам. Эти линейные валообразные зоны, вдоль которых линейно распределены рудные месторождения, являются продолжением валообразных зон, расположенных на дне Чёрного моря (например, валы Архангельского и Шатского обладают линейным продолжением на территории основного горного хребта (вала) Малого Кавказа). Образованию рудных полезных ископаемых на территории Большого и Малого Кавказа, Крыма, валов Архангельского, Шатского и Андрусова способствовали многофазная магматическая деятельность, вулканизм и подъем щелочных магм [13; 22; 31] с растворенными в них металлами, возникавшие в течение эволюционного геологического преобразования Черноморского региона над мантийными конвективными вихрями Кари́га – Рихтера [28] в субдукционной

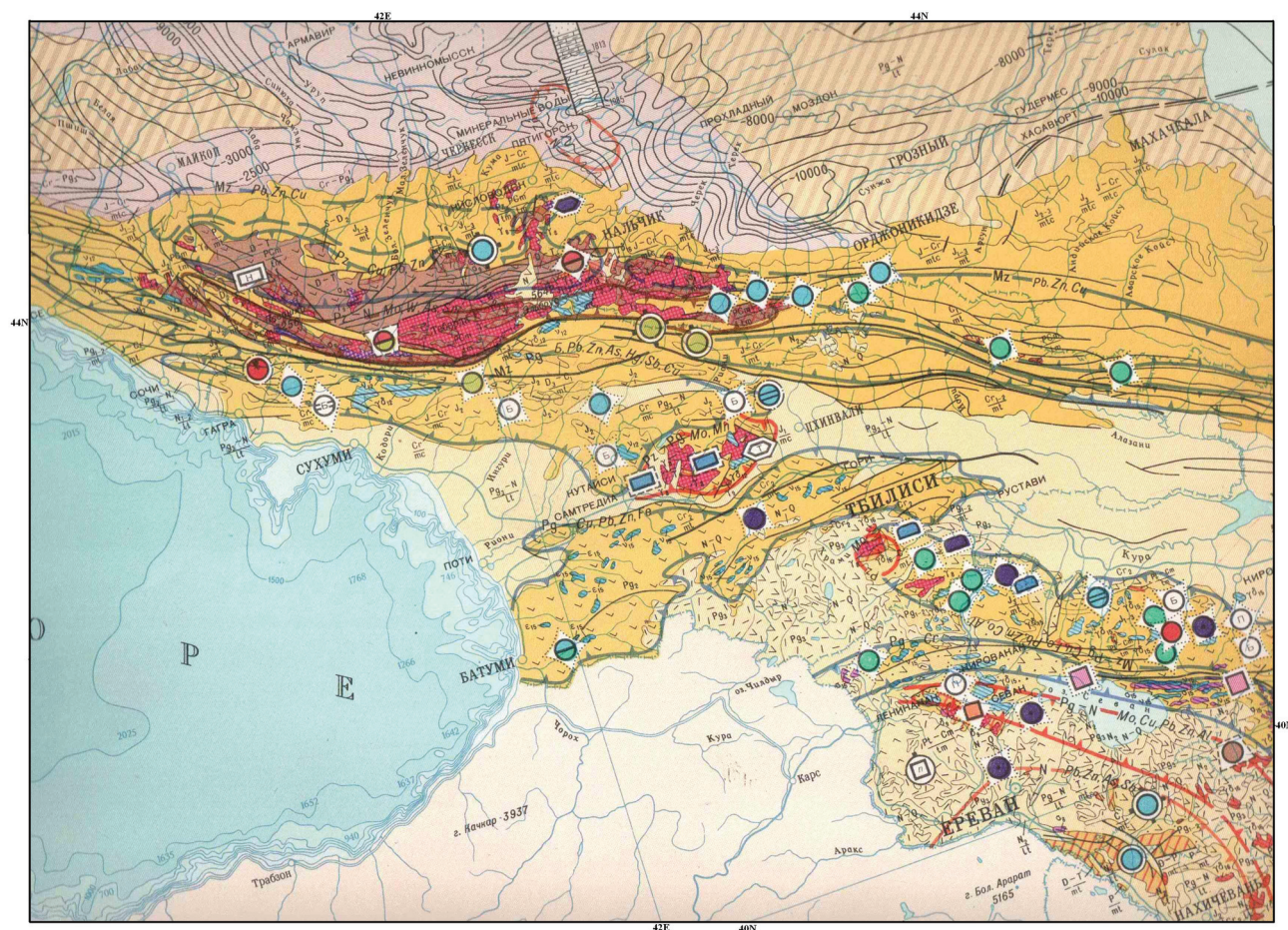


Рис. 11. Фрагмент металлогенической карты СССР (для региона Кавказа) [8]

Окружности черные — месторождения железа; голубые — полиметаллические месторождения (вольфрам, молибден, свинец, цинк и др.); прямоугольники голубые — месторождения меди

зоне. Под действием конвективных вихрей расплавленная магма поднималась по многочисленным трещинам и разломам земной коры Кавказских хребтов. Мощные магматические интрузии, зарождавшиеся над центрами мантийных конвективных вихрей, внедрились в сланцевые породы, которые сохранились в виде пегматитовых жил. Тырныаузское вольфрамо-молибденовое месторождение входит в самый протяженный (длинной около 150 км) Тырныаузский рудный пояс [5] цветных металлов на Кавказе, связанный с зоной субширотных тектонических разломов земной коры, протянувшихся вдоль хребтов Большого Кавказа. Кроме того, хорошо известные цепочки месторождений меди на Северном Кавказе [9; 14] также протягиваются субширотными полосами вдоль Кавказского хребта. Генетические типы некоторой части месторождений полиметаллических руд Кавказа и Крыма [5; 9; 14; 18; 20] обладают особенностями, которые могут быть сформированы в аналогичных зонах внедрения щелочных магм, возникавших, по мнению [22; 30; 31; 33; 34], над другими зонами палеосубдукции. Субширотное распределение различных месторождений полиметаллических руд, параллельных друг другу на территории Большого и Малого Кавказа, с расстоянием между ними около

350 км, подтверждает результаты проведенных исследований, связанных с субширотным расположением роликовых (квазицилиндрических) 2D-конвективных вихрей Карига — Рихтера, возникавших в процессе геологической эволюции в зоне субдукции Черноморской палеолитосферной микроплиты (части палеолитосферной плиты Тетис). Необходимо отметить, что модель, предполагающая наличие палеосубдукционной зоны Черноморской литосферной микроплиты, является лишь одним из возможных объяснений строения изучаемого региона.

Авторы искренне благодарны рецензентам редакции журнала «Региональная геология и металлогения» и особенно профессору И. В. Кудрявцеву за глубокий анализ приведенных данных и ценные советы по улучшению качества статьи.

1. Вольвовский И. С., Вольвовский Б. С. Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования. — М.: Советское радио, 1975. — 267 с.

2. Гаврилов С. В. Исследование механизма формирования островных дуг и тылового раздвигания литосферы

- // Геофизические исследования. — 2014. — Т. 15, № 4. — С. 35–43.
3. Гордиенко В. В., Завгородняя О. В. Тепловое поле и сейсмичность юго-запада европейской части России // Геотермия сейсмичных и асейсмичных зон. — М.: Наука, 1993. — С. 10–14.
 4. Жарков В. Н. Физика земных недр. — М.: Наука и образование, 2012. — 384 с.
 5. Исаев В. С. Генетические особенности ультрамафитов месторождения Тырнауз (Северный Кавказ) // Геология, оценка и локальный прогноз месторождений цветных, редких и благородных металлов. — Новочеркасск: НГТУ, 1994. — С. 75–86.
 6. Карта теплового потока территории СССР и сопредельных районов. Масштаб 1 : 10 000 000 / гл. ред. Я. Б. Смирнов. — М.: ГУГК, 1980. — 4 л.
 7. Кутас Р. И., Цвященко В. А. Геотермический режим и сейсмичность Крымского полуострова // Геотермия сейсмичных и асейсмичных зон. — М.: Наука, 1993. — С. 15–26.
 8. Металлогеническая карта СССР. Масштаб 1 : 2 500 000 / В. Т. Грушевой, К. Б. Ильин, В. Т. Матвеев. — М.: Всесоюзный аэрогеологический трест, 1967. — 18 л.
 9. Мустафаев Г. В. О гибрилизме магм мезозойских интрузивов Малого Кавказа и фемическом профиле эндогенного оруднения // Магматизм формаций кристаллических пород и глубины Земли. — М.: Наука, 1972. — Ч. 2. — С. 25–27.
 10. Ниметулаева Г. Ш. Особенности воздействия природных факторов и их влияние на формирование оползневых процессов Крыма // Культура народов Причерноморья. — 2006. — № 83. — С. 110–113.
 11. Ниметулаева Г. Ш. Обеспечение экологической безопасности территории Бахчисарайского района Крыма при оползневых явлениях на основе геодинамического районирования недр: автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата технических наук. — М.: ВИНТИ, 2004. — 200 с.
 12. Новая глобальная тектоника (тектоника плит) / под ред. Л. И. Зоненшайна, А. А. Ковалева. — М.: Мир, 1974. — 471 с.
 13. Региональная геология и перспективы нефтегазоносности Черноморской глубоководной впадины и прилегающих шельфовых зон / И. Ф. Глумов, В. Л. Гулев, Б. В. Сенин, С. М. Карнаухов. — М.: Недра, 2014. — 181 с.
 14. Смирнов В. И. Колчедановые месторождения Большого Кавказа. — М.: Наука, 1973. — 140 с.
 15. Трубицын В. П., Трубицын А. П. Численная модель образования совокупности литосферных плит и их прохождения через границу 660 км // Физика Земли. — 2014. — № 6. — С. 138–147.
 16. Уломов В. И. К оценке сейсмической опасности на Северном Кавказе / В. И. Уломов, Г. М. Данилова, Н. С. Медведева, Т. П. Полякова, Л. С. Шумилина // Физика Земли. — 2007. — № 7. — С. 31–45.
 17. Ферштатер Г. Б. Палеозойский интрузивный магматизм Урала — ключ к пониманию природы орогена // Литосфера. — 2012. — № 1. — С. 3–13.
 18. Хмара А. Я., Хлебников А. Н., Иванов В. Д. Минеральные ресурсы Крыма и прилегающей акватории Черного и Азовского морей. Атлас. — Симферополь: Таврия-Плюс, 2001. — 80 с.
 19. Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. — Киев: Наукова Думка, 1972. — 176 с.
 20. Черкашин В. И., Богуш И. А. Новые представления о металлогении юрских комплексов Северного Кавказа // Вестник Дагестанского научного центра. Естественные науки. — 2014. — № 52. — С. 5–10.
 21. Billen M., Hirth G. Newtonian versus non-Newtonian Upper Mantle Viscosity: Implications for Subduction Initiation // Geophysical Research Letters. — 2005. — Vol. 32. — DOI: 10.1029/2005GL023458
 22. Finetti G. Monograph on the Black Sea // Bolletino di Geofisica: teorica ed applicate. — 1988. — Vol. XXX. — Pp. 117–118.
 23. Earthquake research. In focus Turkey // Bulletin of Geo-Forschungs Zentrum. Potsdam. — 2000. — Pp. 22–24.
 24. Gerya T. V. Future directions in subduction modeling // Journal of Geodynamics. — 2011. — Vol. 52. — Pp. 344–378.
 25. Hirschmann M. M. Water, melting and the deep Earth H₂O cycle // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. — 2006. — Vol. 34. — Pp. 629–653. — DOI: 10.1146/annurev.earth.34.031405.125211
 26. Hirth G., Kohlstedt R. Rheology of the upper mantle and the mantle wedge: A view from the experimentalists // Inside the subduction Factory, Geophysical Monograph. — 2003. — Vol. 138. — Pp. 83–105.
 27. Isacks B., Oliver J., Sykes L. R. Seismology and new global tectonics // Journal Geophysical Researches. — 1968. — Vol. 73. — Pp. 5855–5900.
 28. Karig D. E. Origin and development of marginal basins in the Western Pacific // Journal Geophysical Researches. — 1971. — Vol. 76, no. 11. — Pp. 2542–2561.
 29. Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift // Journal of Geophysical Research. — 1968. — Vol. 73, no. 12. — Pp. 3661–3697.
 30. Noble J. A. Metal provinces of the western United States // Bulletin of the Geological Society of America. — 1970. — Vol. 81. — Pp. 1607–1624.
 31. Sawkins F. J. Sulfide ore deposits in relation to plate tectonics // Journal of Geology. — 1972. — Vol. 80, no. 4. — Pp. 377–397.
 32. Schubert G., Turcotte D. L., Olson P. Mantle convection in the Earth and Planets. — New York: Cambridge University Press, 2001. — 940 p. — URL: https://www.u-cursos.cl/usuario/c19094b1ea89f1f08e243796b671e2e5/mi_blog/r/Mantle_Convection_in_the_Earth_and_Planets.pdf (дата обращения: 20.05.2021).
 33. Sillitoe R. H. Relation of metal provinces in Western America to subduction of oceanic lithosphere // Bulletin of the Geological Society of America. — 1972. — Vol. 83. — Pp. 813–818.
 34. Sillitoe R. H. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits // Economic Geology. — 1972. — Vol. 67. — Pp. 184–197.
 35. Dewey J. F., Bird J. Plate tectonics and geosynclines // Tectonophysics. — 1970. — Vol. 10, no. 5/6. — Pp. 625–638.
-
1. Vol'vovskiy I. S., Vol'vovskiy B. S. Razrezy zemnoy kory territorii SSSR po dannym glubinnogo seysmicheskogo zondirovaniya [Sections of the earth's crust of the territory of the USSR according to the data of deep seismic sounding]. Moscow, Sovetskoe radio, 1975. 267 p.
 2. Gavrilo S. V. Issledovanie mekhanizma formirovaniya ostrovnykh dug i tylovogo razdviganiya litosfery [Study of the mechanism of formation of island arcs and rear expansion of the lithosphere]. *Geophysical Research*, 2014, Vol. 15, no. 4, pp. 35–43. (In Russian).
 3. Gordienko V. V., Zavgordnyaya O. V. Teplovoe pole i seysmichnost' yugo-zapada evropeyskoy chasti Rossii [Thermal field and seismicity of the south-west of the European part of Russia]. *Geotermiya seysmichnykh i aseysmichnykh zon*. Moscow, Nauka, 1993, pp. 10–14. (In Russian).
 4. Zharkov V. N. Fizika zemnykh neдр [Physics of the Earth's interior]. Moscow, 2012, 384 p.
 5. Isaev V. S. Geneticheskie osobennosti ul'tramafitov mestorozhdeniya Tyrnauz (Severnyy Kavkaz) [Genetic features of ultramafic rocks of the Tyrnauz deposit (North Caucasus)]. *Geologiya, otsenka i lokal'nyy prognoz mestorozhdeniy tsvetnykh, redkikh i blagorodnykh metallov*. Novocherkassk, 1994, pp. 75–86. (In Russian).

6. Smirnov Ya. B. Karta teplovogo potoka territorii SSSR i sopredel'nykh territoriy. Masshtab 1 : 10 000 000 [Heat flow map of the territory of the USSR and adjacent regions. Scale 1:10,000,000]. Moscow, 1980, 4 p.
7. Kutas R. I., Tsvyashchenko V. A. Geotermicheskiy rezhim i seysmichnost' Krymskogo poluostrova [Geothermal regime and seismicity of the Crimean Peninsula]. *Geotermiya seysmichnykh i aseysmichnykh zon*. Moscow, Nauka, 1993, pp. 15–26. (In Russian).
8. Grushevoy V. T., Il'in K. B., Matveenko V. T. Metallogenicheskaya karta SSSR. Masshtab 1 : 2 500 000 [Metallogenic map of the USSR. Scale 1:2,500,000]. Moscow, All-Union Aerogeological Trust, 1967, 18 p.
9. Mustafaev G. V. O gibrizme magm mezozoyskikh intruzivov Malogo Kavkaza i femicheskoy profile endogenogo orudeneniya [On the hybridism of magmas of Mesozoic intrusions of the Lesser Caucasus and the femic profile of endogenous mineralization]. *Magmatizm formatsiy kristallicheskikh porod i glubiny Zemli*. Moscow, Nauka, 1972, ch. 2, pp. 25–27. (In Russian).
10. Nimetulaeva G. Sh. Osobennosti vozdeystviya prirodnykh faktorov i ikh vliyaniya na formirovaniye opolznevykh protsessov Kryma [Features of the impact of natural factors and their influence on the formation of landslide processes in the Crimea]. *Kul'tura narodov Prichernomor'ya*, 2006, no. 83, pp. 110–113. (In Russian).
11. Nimetulaeva G. Sh. Obespechenie ekologicheskoy bezopasnosti territorii Bakhchisarayskogo rayona Kryma pri opolznevykh yavleniyakh na osnove geodinamicheskogo rayonirovaniya nedr [Ensuring the ecological safety of the territory of the Bakhchisarai region of the Crimea in case of landslides on the basis of geodynamic zoning of the subsoil]: Abstract of Ph. D. thesis. Moscow, 2004, 200 p. (In Russian).
12. Zonenshain L. I., Kovalev A. A. (eds.). Novaya global'naya tektonika (tektonika plit) [New global tectonics (plate tectonics)]. Moscow, 1974, 471 p.
13. Glumov I. F., Gulev V. L., Senin B. V., Karnaukhov S. M. Regional'naya geologiya i perspektivy neftegazonosnosti Chernomorskoj glubokovodnoy vpadiny i prilgayushchikh shel'fovyykh zon [Regional geology and oil and gas potential of the Black Sea deep-water depression and adjacent shelf zones]. Moscow, Nedra, 2014, 181 p.
14. Smirnov V. I. Kolchedanovye mestorozhdeniya Bol'shogo Kavkaza [Kolchedanovye deposits of the Greater Caucasus]. Moscow, Nauka, 1973, 140 p.
15. Trubitsyn V. P., Trubitsyn A. P. Numerical model for the generation of the ensemble of lithospheric plates and their penetration through the 660-km boundary. *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*, 2014, no. 6, pp. 138–147. (In Russian).
16. Ulomov V. I., Danilova T. I., Medvedeva N. S., Polyakova T. P., Shumilina L. S. Assessment of seismic hazard in the north caucasus. *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*, 2007, no. 7, pp. 31–45. (In Russian).
17. Fercsttatter G. B. Paleozoyskiy intruzivnyy magmatizm Urala – klyuch k ponimaniyu prirody orogena [Paleozoic magmatism of the Urals as a key to understanding the orogen nature]. *Litosfera*, 2012, no. 1, pp. 3–13. (In Russian).
18. Khmara A. Ya., Khlebnikov A. N., Ivanov V. D. Mineral'nye resursy Kryma i prilgayushchey akvatorii Chernogo i Azovskogo morey. Atlas. [Mineral resources of the Crimea and adjacent waters of the Black and Azov seas. Atlas]. Simferopol', 2001, 80 p.
19. Chekunov A. V. Struktura zemnoy kory i tektonika yuga evropeyskoy chasti SSSR [Structure of the Earth's crust and tectonics of the south of the European part of the USSR]. Kiev, 1972, 176 p.
20. Cherkashin V. I., Bogush I. A. Novye predstavleniya o metallogenii yurskikh kompleksov Severnogo Kavkaza [New ideas about metallogeny of the Jurassic complexes of the North Caucasus]. *Herald of the Daghestan Scientific Center*, 2014, no. 52, pp. 5–10. (In Russian).
21. Billen M., Hirth G. Newtonian versus non-Newtonian Upper Mantle Viscosity: Implications for Subduction Initiation. *Geophysical Research Letters*, 2005, vol. 32. DOI: 10.1029/2005GL023458
22. Finetti G. Monograph on the Black Sea. *Bolletino di Geofisica: teorica ed applicata*, 1988, vol. XXX, pp. 117–118.
23. Earthquake research. In focus Turkey. *Bulletin of Geoforschungs Zentrum*. Potsdam, 2000, pp. 22–24.
24. Gerya T. V. Future directions in subduction modeling. *Journal of Geodynamics*, 2011, vol. 52, pp. 344–378.
25. Hirschmann M. M. Water, melting and the deep Earth H₂O cycle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2006, vol. 34, pp. 629–653. DOI: 10.1146/annurev.earth.34.031405.125211
26. Hirth G., Kohlstedt R. Rheology of the upper mantle and the mantle wedge: A view from the experimentalists. *Inside the subduction Factory, Geophysical Monograph*, 2003, vol. 138, pp. 83–105.
27. Isacks B., Oliver J., Sykes L. R. Seismology and new global tectonics. *Journal Geophysical Researches*, 1968, vol. 73, pp. 5855–5900.
28. Karig D. E. Origin and development of marginal basins in the Western Pacific. *Journal Geophysical Researches*, 1971, vol. 76, no. 11, pp. 2542–2561.
29. Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift. *Journal of Geophysical Research*, 1968, vol. 73, no. 12, pp. 3661–3697.
30. Noble J. A. Metal provinces of the western United States. *Bulletin of the Geological Society of America*, 1970, vol. 81, pp. 1607–1624.
31. Sawkins F. J. Sulfide ore deposits in relation to plate tectonics. *Journal of Geology*, 1972, vol. 80, no. 4, pp. 377–397.
32. Schubert G., Turcotte D. L., Olson P. *Mantle convection in the Earth and Planets*. New York, Cambridge University Press, 2001, 940 p., available at: https://www.u-cursos.cl/usuario/c19094b1ea89f1f08e243796b671e2e5/mi_blog/r/Mantle_Convection_in_the_Earth_and_Planets.pdf (accessed 20 May 2021).
33. Sillitoe R. H. Relation of metal provinces in Western America to subduction of oceanic lithosphere. *Bulletin of the Geological Society of America*, 1972, vol. 83, pp. 813–818.
34. Sillitoe R. H. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 1972, vol. 67, pp. 184–197.
35. Dewey J. F., Bird J. Plate tectonics and geosynclines. *Tectonophysics*, 1970, vol. 10, no. 5/6, pp. 625–638.

Гаврилов Сергей Владиленович — доктор физ.-мат. наук, гл. науч. сотрудник, Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН (ИФЗ РАН). Большая Грузинская ул., 10, стр. 1, Москва, Россия, 123242. <gavrilov@ifz.ru>

Харитонов Андрей Леонидович — канд. физ.-мат. наук, вед. науч. сотрудник, Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н. В. Пушкова РАН (ИЗМИРАН). Калужское шоссе, 4, Троицкий АО, Москва, Россия, 142190. <ahariton@izmiran.ru>

Gavrilov Sergey Vladilenovich — Doctor of Physical and Mathematical Sciences, Chief Researcher, Schmidt Institute of Physics of the Earth of the RAS (IFZ RAN). 10 Bol'shaya Gruzinskaya str., build. 1, Moscow, Russia, 123242. <gavrilov@ifz.ru>

Kharitonov Andrey Leonidovich — Candidate of Physical and Mathematical Sciences, Leading Researcher, Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation Russian Academy of Sciences (IZMIRAN). 4 Kaluzhskoe shosse, Troitsk, Moscow, Russia, 142190. <ahariton@izmiran.ru>

Взаимодействие Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов в позднем триасе — юре на территории Нижнего Приамурья (Дальний Восток)

Центрально-Азиатский и Тихоокеанский подвижные пояса упираются друг в друга практически под прямым углом на территории Дальнего Востока России. Взаимодействие поясов можно проследить с конца докембрия, однако подробному анализу доступны в первую очередь раннемезозойские (верхний триас — юра) образования, широко представленные в Нижнем Приамурье. Сейчас они относятся (в зависимости от подхода к тектоническому районированию) к Ульбанской (Монголо-Охотская) и Баджал-Горинской (Сихотэ-Алиньская складчатые системы) структурно-формационным зонам, либо к Ульбанскому и Баджалскому террейнам. Материалы, представленные на листах современной Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000 (3-е изд.), доказывают, что в пределах Нижнего Приамурья раннемезозойские отложения формировались в едином морском бассейне, о чем свидетельствуют близкие стратиграфические разрезы, литология, складчатость и метаморфизм. Предлагается при тектоническом районировании выделять на Дальнем Востоке область интерференции Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов ранга подвижных поясов.

Ключевые слова: Центрально-Азиатский пояс, Тихоокеанский пояс, триас, юра.

V. YU. ZABRODIN (ITiG FEB RAS)

Interaction of the Central Asian and Pacific Mobile Belts in the Late Triassic-Jurassic in Lower Priamurye (Russian Far East)

The Central Asian and Pacific Mobile Belts abut against each other almost at a right angle in the Far East of Russia. Interaction of these belts can be traced back to the end of the Precambrian, and yet primarily early Mesozoic (Upper Triassic-Jurassic) formations and features widespread in Lower Priamurye make their detailed analysis feasible. As of now, they are assigned (depending on the approach to tectonic zoning) to either the Ulban (Mongol-Okhotsk fold system) and Badzhal-Gorin (Sikhe-Alin fold system) tectonostratigraphic zones or the Ulban and Badzhal terranes. The data provided in the up-to-date State Geological Map of the Russian Federation, Scale 1:1,000,000, (3rd ed.) are very much in evidence for the formation of early Mesozoic deposits in a single sea basin within Lower Priamurye, with similar stratigraphic sections, lithology, folding, and metamorphism. It is proposed that an area of Interference of the Central Asian and Pacific Mobile Belts of the mobile belt rank be identified in the Russian Far East in the course of tectonic zoning.

Keywords: Central Asian Belt, Pacific Belt, Triassic, Jurassic.

Для цитирования: Забродин В. Ю. Взаимодействие Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов в позднем триасе — юре на территории Нижнего Приамурья (Дальний Восток) // Региональная геология и металлогения. — 2021. — № 87. — С. 17–27. DOI: 10.52349/0869-7892_2021_87_17-27

Введение. Центрально-Азиатский и Тихоокеанский подвижные пояса — тектонические элементы планетарного масштаба, сопрягающиеся в пределах территории Дальнего Востока России практически под прямым углом. Особенности геологического строения и геодинамики этого региона неоднократно привлекали внимание исследователей. Л. И. Красный [2; 4; 14], в частности, рассматривал взаимодействие поясов, используя термины «наложение» или «интерференция», и отмечал, что это взаимодействие до второй половины прошлого века анализировалось

в основном с позиций металлогении. Позднее же эта проблема рассматривалась в рамках еще трех направлений: 1) тектоно-магматического, 2) биостратиграфического — палеогеографического и 3) глубинной геодинамики [14]. По моему мнению, следует также особо выделить направление, связанное с тектоническим (геолого-структурным) районированием, являющимся теоретической основой геологической картографии, что особенно важно в связи с ведущимся с начала нынешнего века составлением и изданием новых поколений государственных геологических карт

Российской Федерации масштабов 1 : 1 000 000 (3-е изд.) и 1 : 200 000 (2-е поколение).

Судя по материалам региональных геологических исследований и теоретических построений, взаимодействие подвижных поясов можно проследить с конца докембрия. Однако подробному анализу доступны в первую очередь раннемезозойские (верхний триас — юра) образования, широко представленные на уровне эрозионного среза в Нижнем Приамурье (рис. 1). Их стратиграфическое расчленение и отнесение к тем или иным тектоническим элементам со временем менялись, но первоначально все они включались в состав Сихотэ-Алиньской складчатой системы. Сравним, например, отображение одного и того же района южной части Ульбанской структурно-формационной зоны (СФЗ) на картах масштаба 1 : 200 000 первого и второго поколений (рис. 2). В начале 1960-х годов на эту территорию

протягивались стратиграфические подразделения, выделенные намного южнее — в Комсомольском районе. Через 20 лет здесь уже показаны свиты, выделенные в центральной и северной частях Ульбанской зоны; при этом контуры стратондов довольно близки, также как их возраст и литологический состав.

По современной схеме районирования (утвержденной Научно-редакционным советом по геологическому картированию территории Российской Федерации Федерального агентства по недропользованию), принятой для составления государственных геологических карт России, описываемые образования относятся к Монголо-Охотской (Ульбанская СФЗ) и Сихотэ-Алиньской (Баджало-Горинская СФЗ) складчатым системам [16] (рис. 3). По другим представлениям [1], они слагают Ульбанский и Баджальский террейны юрской аккреционной призм.

Предлагаемая работа основана практически полностью на материалах комплектов листов N-53, N-54, M-53 и M-54 Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000 3-го издания [5; 8; 9; 14].

Литология и стратиграфия. Позднетриасовые и юрские отложения рассматриваемого региона в абсолютном большинстве случаев слагают единые разрезы, в которых резко преобладают терригенные образования континентального склона и его подножия (турбидиты). С позиций формационного анализа они относятся к флишевой, флишеоидной, аспидной и олистостромовой формациям. Часть отложений считаются абиссальными (кремнисто-вулканогенная и базальтовая формации) (рис. 4).

Монголо-Охотская система. Амуро-Охотское звено. Ульбанская СФЗ. В Нимеленском стратиграфическом районе поздний триас представлен кербинской серией (более 5250 м), объединяющей пять согласно залегающих толщ (снизу вверх): ниланскую (в различной степени рассланцованные песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, ритмично слоистые породы флишевого типа, которые местами преобразованы в сланцы серицит (мусковит)-альбит-кварцевого, серицит (мусковит)-хлорит-кварцевого и серицит (мусковит)-кварцевого состава, а также кварциты, метабазальты); диерскую (метабазальты, рассланцованные песчаники, филлитизированные алевролиты, пачки тонкого ритмичного переслаивания этих пород, филлитизированные глинистые сланцы, содержащие редкие пласты рассланцованных песчаников, пачки ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов, кремнистые и кремнисто-глинистые породы, линзы мраморизованных известняков); малодиерскую (существенно псаммитового состава, с пачками ритмичного переслаивания рассланцованных песчаников и алевролитов); токоланскую (существенно алевропелитовая, с тонкой — от миллиметров до первых сантиметров, часто ритмичной — слоистостью); муналинскую (рассланцованные

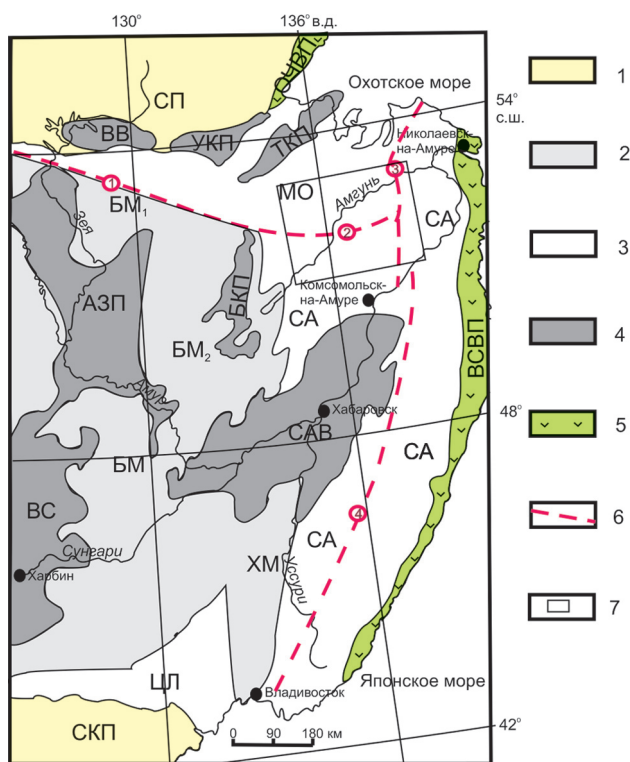


Рис. 1. Положение рассматриваемой территории в структуре Восточной Азии (по [13])

1 — древние платформы (СП — Сибирская, СКП — Северо-Китайская); 2 — массивы: БМ — Буреинский (БМ₁ — Октябрьский (Мамынский), БМ₂ — Туранский блоки), ХМ — Хинганский; 3 — складчатые системы: МО — Монголо-Охотская (Центрально-Азиатский подвижный пояс), СА — Сихотэ-Алиньская, ЦЛ — Цилин-Лаоелинская (Тихоокеанский подвижный пояс); 4 — впадины и прогибы: ВВ — Верхнезейская впадина, УКП — Удский фрагмент краевого прогиба, ТКП — Торомский фрагмент краевого прогиба, АЗП — Амуро-Зейская плита, БКП — Буреинский краевой прогиб, ВС — впадина Сунляо, САВ — Среднеамурская впадина; 5 — вулканические пояса: ОЧВП — Охотско-Чукотский, ВСВП — Восточно-Сихотэ-Алиньский; 6 — некоторые крупнейшие разломы: 1 — Южно-Туруинский, 2 — Пауканский, 3 — Лимурчанский, 4 — Центральный Сихотэ-Алиньский; 7 — примерное положение рассматриваемой территории

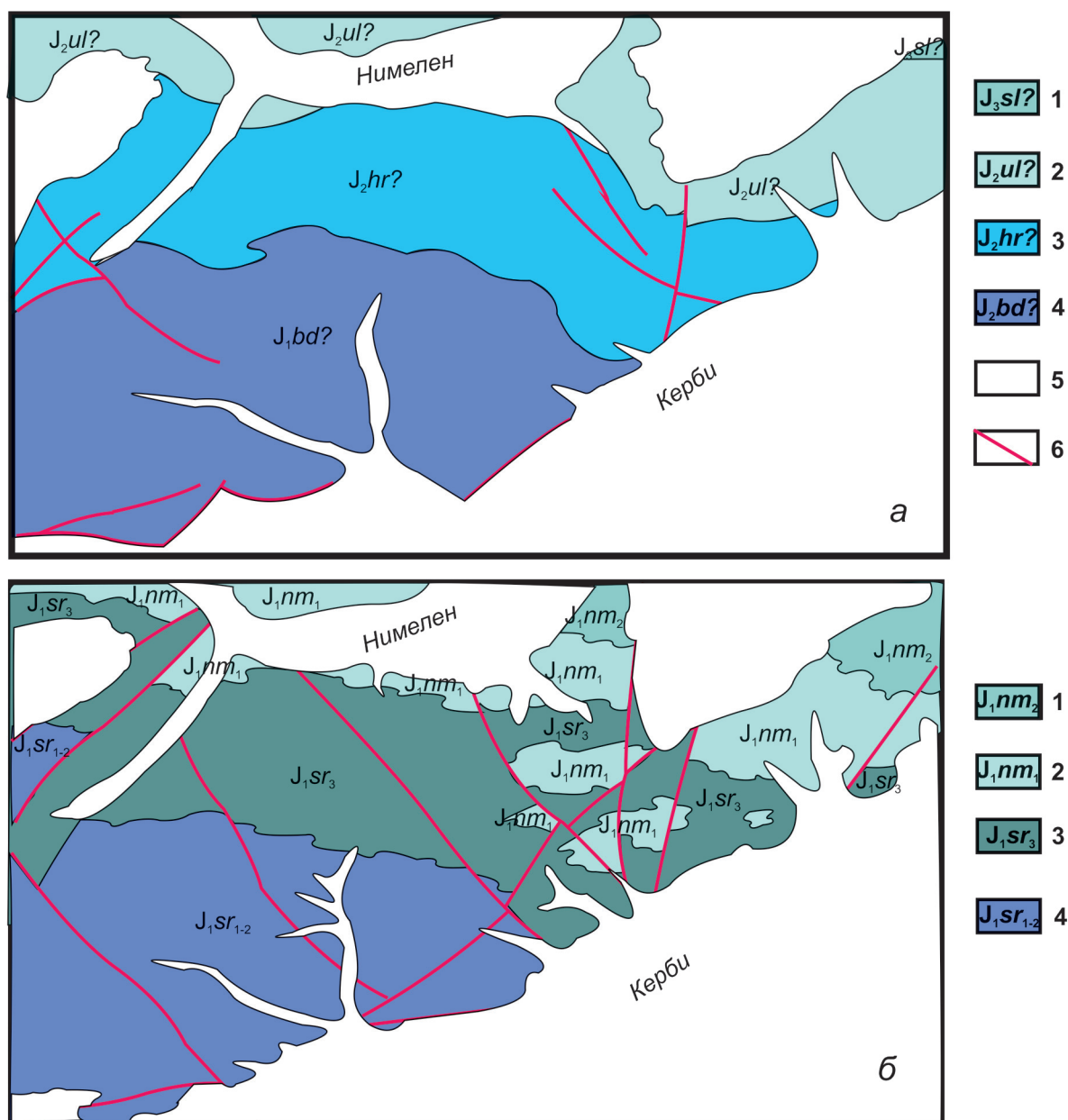
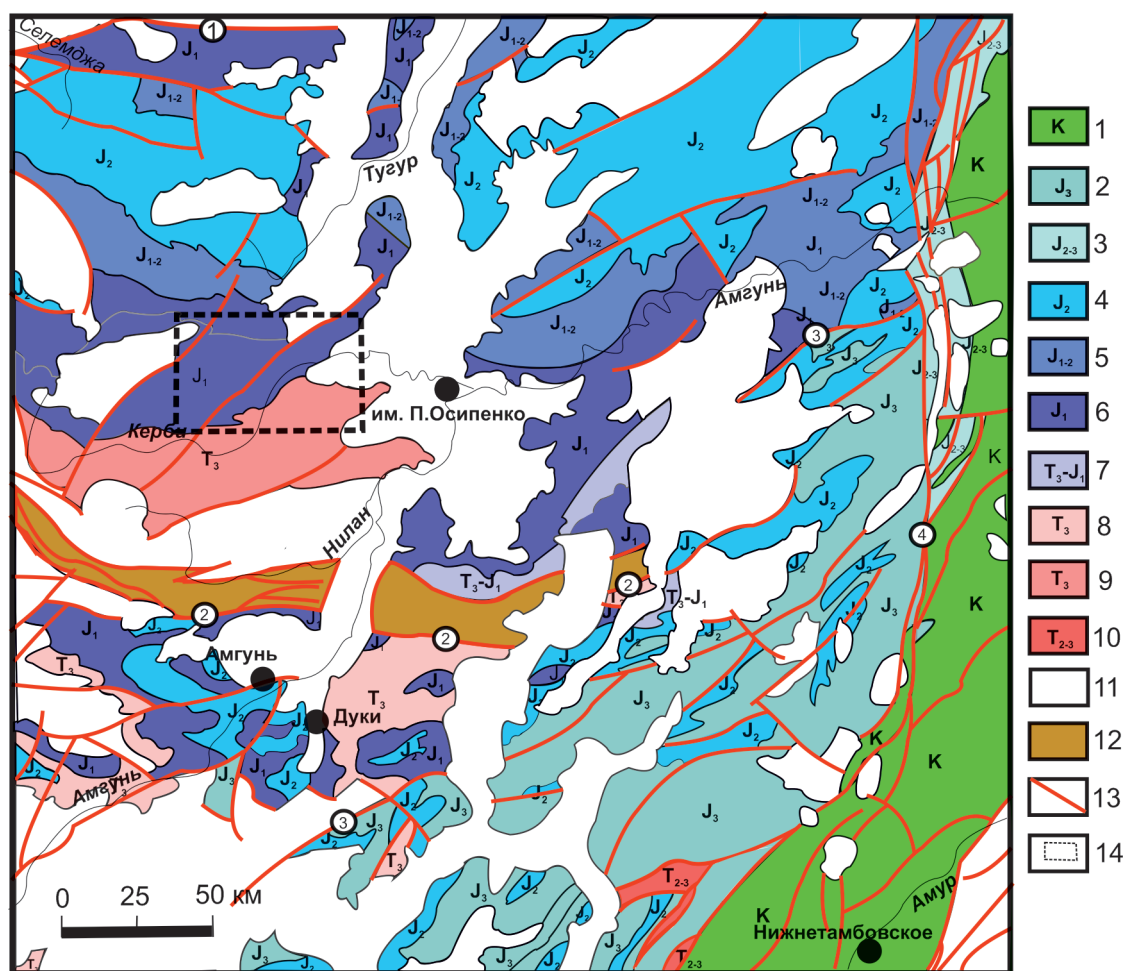
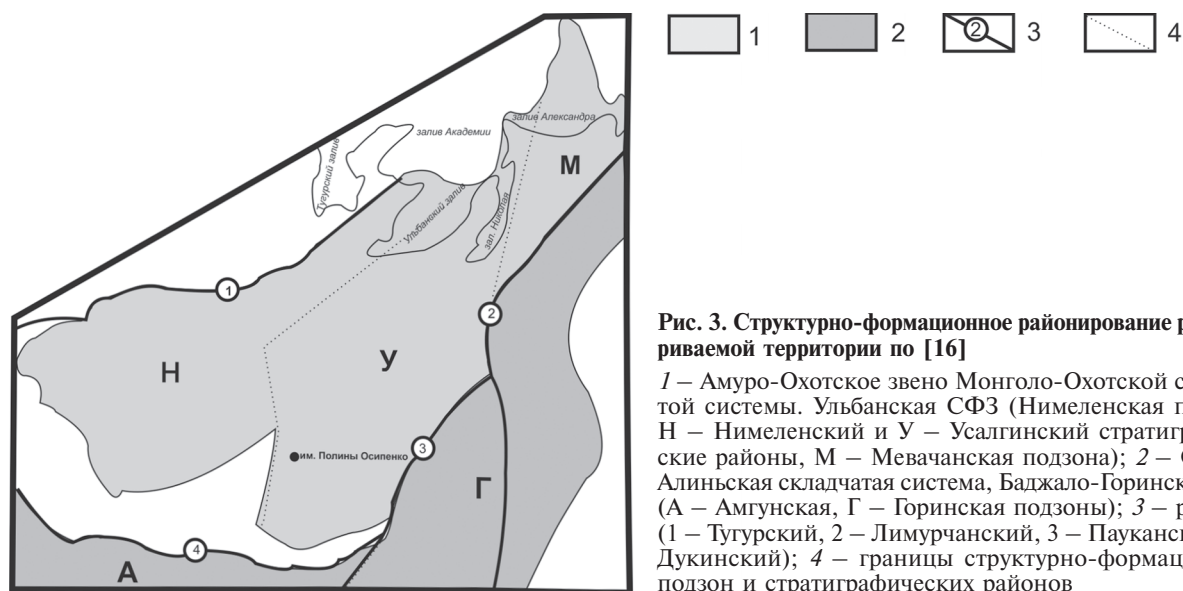


Рис. 2. Трактовка геологического строения одного и того же участка Ульбанской СФЗ Монголо-Охотской складчатой системы (см. рис. 4) на геологических картах масштаба 1 : 200 000 разных поколений (лист N-53-XXXIV)

a – Геологическая карта СССР по [3]: 1 – верхняя юра, силинская свита (?): песчаники полимиктовые, пакки их переслаивания с алевролитами, глинистыми и кремнистыми сланцами, линзы седиментационных брекчий; 2 – средняя юра, ульбинская свита (?): алевролиты и глинистые сланцы, часто в ритмичном переслаивании, редкие пласты полимиктовых песчаников, гравелитов, конгломератов, линзы кремнистых сланцев; 3 – средняя юра, хурбинская свита (?): полимиктовые песчаники часто сланцеватые, реже глинистые сланцы, седиментационные брекчий; в основании горизонт кремнистых сланцев, остатки стеблей стволов растений; 4 – нижняя юра, будюрская свита (?): полимиктовые печаники, преимущественно сланцеватые, пакки их переслаивания с глинистыми сланцами, седиментационные брекчий, гравелиты; растительный детрит; 5 – доюрские и послеюрские образования; 6 – разломы.

б – Государственная геологическая карта Российской Федерации по [6]. Нижняя юра: 1 – нимеленская свита, верхняя подсвита: туфопесчаники, туфоалевролиты, пакки их тонкого ритмичного переслаивания, гравелиты, конгломераты, седиментационные брекчий, линзы кремнисто-глинистых, туфогенно-кремнистых пород; 2 – нимеленская свита, нижняя подсвита: туфоалевролиты, туфопесчаники, алевролиты, аргиллиты, пакки ритмичного переслаивания туфопесчаников и туфоалевролитов, линзы кремнисто-глинистых пород; 3 – соруканская свита, верхняя подсвита: песчаники, алевролиты, аргиллиты, пакки их тонкого переслаивания, линзы седиментационных брекчий, кремнисто-глинистых пород; 4 – соруканская свита, нижняя и средняя подсвиты нерасчлененные: песчаники, алевролиты, пакки переслаивания песчаников и алевролитов, гравелиты, седиментационные брекчий. Ост. усл. обозн. те же, что и на рис. 2, *a*



песчаники и алевролиты, иногда образующие пачки тонкого ритмичного переслаивания, редкие пласты и линзы брекчий, песчаники с остроугольными обломками алевролитов). Позднетриасовый возраст кербинской серии принят условно — на основании находок радиолярий плохой сохранности и того, что она перекрывается соруканской свитой самых низов юры.

Нижняя юра расчленена на согласно залегающие соруканскую (2200 м) и нимеленскую (3200 м) свиты. Первая сложена песчаниками от мелко- до крупнозернистых (60–80 % объема свиты), алевролитами, аргиллитами, пачками их тонкого ритмичного переслаивания, гравелитами, брекчиями, кремнисто-глинистыми породами, базальтами, вторая — туфопесчаниками, туфоалевролитами, кремнистыми, кремнисто-глинистыми и туфогенно-кремнистыми породами, глинистыми сланцами, песчаниками, алевролитами, пачками их тонкого переслаивания, гравелитами, конгломератами, брекчиями, туфами, базальтами. Раннеюрский возраст основывается на единичных находках остатков криноидей, радиолярий и определениях спорово-пыльцевых комплексов [15]. Нижне-среднеюрские отложения, согласно наращивающие нижнеюрские, выделены в ассиинскую свиту (2300 м), сложенную песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами, туфоалевролитами, глинистыми сланцами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами, гравелитами, брекчиями, базальтами, туфами и туффитами. Песчаники и алевролиты, а также туфопесчаники и туфоалевролиты слагают нередко мощные пачки флишеидного переслаивания, в которых, как правило, нет регулярных ритмов [6]. Возраст отложений определяется по остаткам радиолярий в кремнистых породах [15]. Средняя юра представлена отунской свитой (3100 м), на 90–95 % сложенной песчаниками, чаще всего мелкозернистыми массивными кварцитоподобными, очень плотными, редко крупнозернистыми и гравелистыми. На алевролиты, часто углистые, приходится до 7 % объема свиты. Изредка отмечаются гравелиты, кремнистые и кремнисто-глинистые породы, туфопесчаники и туфоалевролиты. Остатки ростров белемнитов, собранных в отложениях, имеют, предположительно, среднеюрский возраст [15]. Верхнеюрская укурунрунская толща (более 1700 м; на рис. 4 не показана, известна только на восточной оконечности Тугурского полуострова), включена в состав Нимеленского стратиграфического района условно. Сложена полимиктовыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами с линзами гравелитов и мелкообломочных брекчий. Возраст ее определяется находками остатков ростров позднеюрских белемнитов.

В Усалгинском стратиграфическом районе нижняя часть отложений объединена в позднетриасово-раннеюрскую коколянинскую толщу (более 1500 м) — алевролиты, песчаники, аргиллиты, брекчии, яшмы, кремнисто-глинистые породы, базальты. В песчаниках и алевролитах наблюдается

косая слоистость. Возраст толщи обосновывается находками в яшмах триасовых конодонтов и геттангских радиолярий [5]. Согласно перекрывающая эти образования нижнеюрская демьяновская свита (1600 м) представлена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, яшмами, кремнисто-глинистыми породами, конгломератами, брекчиями. В средней части разреза преобладает тонкое флишеидное переслаивание песчаников и алевролитов. Ритмичность в мелких циклах выражена чередованием слоев алевролитов, пакетов тонкого переслаивания песчаников и алевролитов и пакетов с преобладанием песчаников. Ритмичность в пределах более крупных циклов обусловлена сменой пачек с преобладанием алевролитов пачками переслаивания. Возраст отложений определяется по находкам остатков аммонитов и радиолярий [15]. Тоар-ааленская (по остаткам радиолярий и аммонитов) михалицинская свита (1700 м) — песчаники, алевролиты, аргиллиты, пачки их тонкого переслаивания, брекчии, конгломераты, яшмы, кремнисто-глинистые породы, базальты — согласно залегает на демьяновской. На побережье Ульбанского залива в верхней части свиты присутствуют кремнисто-глинистые породы и глыбовые подводно-оползневые брекчии. Среднеюрские отложения расчленены на согласно залегающие друг на друге эльгонскую (2450 м), тохареускую (1900 м) и гротовскую (более 600 м) свиты. Первая, сложенная песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами, гравелитами, брекчиями, кремнисто-глинистыми породами, согласно залегает на михалицинской свите. Характерны пачки ритмично переслаивающихся терригенных пород, присутствие пластов «мусорных» алевролитов с включениями частиц псаммитовой и гравийной размерности. Среднеюрский возраст свиты определяется находками раковин двустворок байосского возраста [15]. В составе тохареуской свиты присутствуют алевролиты, аргиллиты, кремнисто-глинистые породы, песчаники. Возраст ее основывается на сборах в стратотипическом разрезе отпечатков раковин батских двустворок. Гротовская свита сложена песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами; в средней части разреза присутствует пачка ритмично переслаивающихся мелкозернистых песчаников и алевролитов. Песчаники иногда содержат мелкие остроугольные обломки алевролитов. Возраст свиты определен по находкам остатков аммонитов.

В Мевачанской подзоне Ульбанской СФЗ [7] разрез начинается с ланданжинской толщи (1090 м; на рис. 4 не показана), сложенной мелко-среднезернистыми песчаниками, линзовидно-слоистыми алевролитами, пачками их переслаивания, гравелитами, брекчиями; в низах толщи отмечаются редкие линзы кремнистых пород, в верхах — конгломератов. В отложениях найдены неопределимые обломки ростров белемнитов и отпечаток неопределимой пеллециподы. Возраст толщи принят раннеюрским. Толща согласно перекрывается среднеюрскими отложениями,

расчлененными на мевачанскую свиту — до 1900 м (зачастую переслаивающиеся между собой алевролиты, песчаники, аргиллиты, пестроокрашенные кремнистые и кремнисто-глинистые породы, прослои пепловых туфов и долеритов) и иктингонскую толщу — 1540 м (песчаники — от мелкозернистых до гравелистых, алевролиты, пачки их переслаивания, кремнисто-глинистые и кремнистые породы, гравелиты, иногда долериты и их туфы, редко конгломераты). Возраст отложений основывается на находках единичных плохо определенных остатков аммонитов и брахиопод, радиолярий, спорово-пыльцевых комплексов. Выше со следами размыва и стратиграфического, а местами и углового несогласия залегают средне-верхнеюрские мухтельская и дигдиланская свиты (до 1100 м), образующие единую псаммопсефитовую формацию, крайне невыдержанную фациально по латерали (валунно-галечные конгломераты, на которые местами приходится более половины разреза, песчаники преимущественно среднезернистые до гравелистых, гравелиты, брекчии, туфогенные песчаники, алевролиты, углисто-глинистые сланцы); благодаря грубозернистому составу они хорошо прослеживаются вдоль юго-восточной границы подзоны. Возраст отложений по находкам остатков брахиопод и двустворок ограничивается ранним титоном [7]. Согласно залегающие выше условно считающиеся позднеюрскими отложения выделены в лонгарийскую толщу (1100 м; алевролиты, песчаники, в том числе туфогенные, аргиллиты, углистые алевролиты, линзы кремнистых и кремнисто-глинистых пород). Алевролиты в разрезе резко преобладают.

Сихотэ-Алиньская система. Баджало-Горинская СФЗ. В Амгунской подзоне [8] верхний триас представлен мерекской свитой (1800 м), сложенной в основном терригенными породами, среди которых песчаники (часто слюдистые и с текстурами взмучивания, иногда туфогенные) преобладают над алевролитами и грубообломочными породами. В основании свиты залегают гравелитобрекчии, по простиранию переходящие в гравелиты, конгломераты и конглобрекчии с разнообразным составом обломочного материала: гранитоиды, метаморфические сланцы, риолиты, дациты и их туфы, диорит-порфириды, филлиты, зеленокаменные породы, метапесчаники, редко песчаники и известняки. Алевролиты преобладают в верхней части свиты. Норийский возраст отложений определяется по сборам остатков двустворок. Нижнеюрская денкуканская толща (1350 м), предположительно со стратиграфическим несогласием, залегает на мерекской свите и структурным — на разных пермских стратонах. Ранее эти образования относились к будюрской, хурбинской, джапталанской свитам или толще песчаников [8]. Сложена преимущественно разнородными полимиктовыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками, характерной особенностью которых является постоянное присутствие в них дресвы алевролитов. В основании разреза залегают

гравелиты, гравелито- и конглобрекчии, брекчии, отличительной особенностью которых является присутствие в составе гравийно-галечного материала кремнистых пород, а также слюдистых песчаников, типичных для мерекской свиты, и распространение угловатых обломков алевролитов. Местами среди песчаников в нижней части разреза отмечаются протяженные тела базальтов, а в верхней более существенное значение приобретают алевролиты и ассоциирующие с ними кремнистые и кремнисто-глинистые породы. Среди кремнистых и кремнисто-глинистых пород встречаются редкие линзовидные тела базальтов и маломощные линзы известняков. Возраст толщи опирается на находки остатков радиолярий в кремнистых и кремнисто-глинистых породах. Среднеюрская ольгакская толща (1850 м) согласно залегает на денкуканской. Сложена алевролитами и полимиктовыми песчаниками (с редкими линзами гравелитобрекчии и гравелитов); роль кремнистых, кремнисто-глинистых пород и базальтов незначительна. Находки радиолярий в кремнистых и кремнисто-глинистых породах позволяют датировать отложения средней юрой.

В Горинской подзоне [8] верхнетриасовые образования совместно со среднетриасовыми выделены в бокторскую толщу (более 1100 м), слагающую узкие и протяженные тектонические пластины среди юрских отложений. В основном в составе толщи распространены кремнистые и кремнисто-глинистые породы, которым подчинены базальты и глинистые сланцы (среди последних отмечаются алевролиты и песчаники). Довольно богатый комплекс конодонтов позволяет датировать вмещающие отложения средним-поздним триасом. По данным [8], выше залегает (южнее показанной на рис. 4 территории) поздне-триасовая-раннеюрская будюрская свита (1400 м; песчаники, горизонты алевролитов с линзами кремнистых и кремнисто-глинистых пород, конгломераты, брекчии, гравелиты, редко базальты), которая согласно перекрывается среднеюрской хурбинской свитой (1650 м), сложенной песчаниками, алевролитами и пачками их ритмичного переслаивания [5; 8]. Местами алевролиты переходят в микститы с взмученным алевропелитовым матриксом и обломками песчаников, редко кремнистых и кремнисто-глинистых пород. Возраст свиты определяется находками остатков среднеюрских пелеципод. Ульбинская свита (1800 м), сложенная алевролитами, песчаниками, глинистыми сланцами, кремнистыми породами, базальтами, микститам, согласно перекрывает хурбинскую. Алевролиты преобладают над песчаниками. Присутствуют маломощные пачки тонкого ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов; в песчаниках, слагающих наиболее мощные слои, встречаются линзы брекчий, гравелитов и обломки алевролитов, а алевролиты местами переходят в микститы, слагающие в нижней половине разреза мощную олисто-стромовую пачку. В микститах в глинистоалевролитовый матрикс включены обломки разного

состава и различной величины (от нескольких сантиметров до первых десятков метров), также крупные олистолиты кремнистых, кремнисто-глинистых пород и известняков. По находкам радиолярий возраст свиты определяется как верхи средней юры. Силинская свита (1400–1900 м) согласно, местами с признаками локального размыва, залегает на ульбинской. Ее состав преимущественно песчанниковый при подчиненной роли алевролитов; присутствуют линзы брекчий, гравелитов и конгломератов. Песчаники и алевролиты зачастую содержат обуглившийся растительный детрит. Характерно ритмичное переслаивание мелкозернистых полимиктовых песчаников и алевролитов при преобладании первых. Находки остатков аммонитов, двустворок и радиолярий позволяют датировать вмещающие их отложения оксфордским – кимериджским веками.

Некоторые черты палеогеографии. Приведенные выше литологические характеристики и практическая непрерывность стратиграфических последовательностей по всей рассматриваемой территории свидетельствуют о том, что все охарактеризованные образования формировались в едином морском бассейне в обстановке континентального склона и его подножия. Для триаса Горинской подзоны Баджало-Горинской СФЗ фиксируются обстановки глубоководной впадины. Если справедливы предложенные ранее [10] кинематические реконструкции (Унья-Бомская СФЗ Монголо-Охотской системы – сорванное и перемещенное к западу северное крыло Ульбанской СФЗ), то такие же обстановки могут предполагаться и для северной периферии Ульбанского прогиба. Шельфовые (в границах рассматриваемого района) обстановки предполагаются лишь для позднего триаса Амгунской подзоны Баджало-Горинской СФЗ [11]. В основном же в рассматриваемый отрезок геологической истории региона шельф располагался к северу (Сибирский континент, Удско-Торомский краевой прогиб [12]) и юго-западу (Буреинский микроконтинент, Буреинский краевой прогиб [5; 11]). В обоих случаях шельф отделялся от континентального склона поднятиями, видимо даже надводными (об этом свидетельствует состав кластического материала псефитов). Значительные объемы псефитов на разных уровнях разрезов позволяют предполагать, что в ранне-среднеюрском бассейне в разное время и в разных местах появлялись отдельные острова и архипелаги с расчлененным рельефом, что, например, достаточно доказательно для зоны Пауканского глубинного разлома (возможно, что еще в триасе здесь располагался полуостров Буреинского микроконтинента [11]).

К концу средней юры море быстро отступало в юго-восточном и южном направлениях – на границе средней и поздней юры наблюдаются перерывы в осадконакоплении, в породах появляются остатки наземной растительности. Судя по характеру позднеюрских отложений, суша в прибрежных районах была слабо расчленена.

Сложность для палеогеографических реконструкций представляет установление источников поступления вулканического материала в Нимеленский стратиграфический район Ульбанской СФЗ, где в юрских отложениях присутствуют не только туфопесчаники и туфоалевролиты, но даже туфы и туффиты. Ближайший район юрской вулканической деятельности – юго-восточная окраина Сибирского континента (Джелонский вулканический прогиб [5]), что все-таки довольно далеко от места накопления осадков. По-видимому, вулканы располагались где-то поблизости – скорее всего, на островах в зоне Пауканского глубинного разлома, где в юрских отложениях установлены субвулканические тела базальтоидов [8].

Оценим скорость осадконакопления для разных участков рассматриваемой территории в ранней и поздней юре (напомню, что мощности отложений исполнителями геологосъемочных работ определялись графическим методом по построенным разрезам и поэтому полученные цифры могут оказаться недостоверными). Для Нимеленского стратиграфического района они составляют около 270 м/млн лет, для остальной территории колеблются в пределах 80–100 м/млн лет. Если этим цифрам можно верить, то в пределах Нимеленского района морское дно в течение примерно 40 млн лет очень быстро прогибалось, а затем море резко регрессировало.

Структура и метаморфизм. В структурном плане Ульбанская СФЗ представляет собой широтный синклиний длиной более 300 км при максимальной ширине более 170 км [5]. В плане он имеет форму выпукло-вогнутой линзы с максимальной шириной в бассейнах рек Амгунь, Тугур и Конин. Границы синклинория дизъюнктивные: Тугурский глубинный разлом на севере и северо-западе, Пауканский – на юге, а Дукинский – на юго-востоке. На западе границей служит сложная система дизъюнктивов различной кинематики (по-видимому, преобладают взбросы), частично залеченных трещинными интрузивами. На уровне современного эрозионного среза структура Ульбанского синклинория асимметрична: в южном крыле верхнетриасово-юрский структурный этаж представлен полностью, в северном же отмечены только юрские формации. Благодаря этому осевая линия (положение которой достаточно условно определяется по выходам наиболее молодых отложений) резко смещена к северу.

Ульбанский синклиний представляет собой совокупность антиклинальных и синклинальных зон, а также единичных крупных складок. Наиболее крупная антиклинальная зона, резко асимметричная, с пермско-триасовыми образованиями в ядерной части, образует южное крыло синклинория; наиболее крупные синклинальные зоны формируют ядерную часть синклинория и его северное крыло.

В пределах антиклинальной зоны южного крыла синклинория выделяется крупная Сивакская

брахиантиклиналь — сложнопостроенная закрытого типа складка протяженностью до 80 км и шириной до 15 км. По форме она близка к прямой симметричной, с субвертикальной осевой поверхностью; шарнир ее погружается к западу под углами 10° – 15° . В сводовой части слои залегают субгоризонтально, на крыльях залегание постепенно меняется до практически вертикального. На своде фиксируются прямые симметричные дополнительные складки шириной до 100 м. Крылья осложнены многопорядковой складчатостью (от складок шириной до 3 км до пloyчатости) разнообразных форм. Наиболее крупные дополнительные складки в большинстве случаев среднесжатые, в той или иной мере запрокинутые, иногда даже коробчатые; среди мелких складок часты сжатые и изоклиальные формы. В осевой части синклинория выделяется Отунская синклиальная зона, имеющая в целом брахиформный облик протяженностью до 150 км при ширине до 80 км. Осевая поверхность ее в разных местах имеет наклон в противоположных направлениях, в западной части зоны — на юг, а в восточной — на север. Угол погружения северного крыла зеркала складчатости равен 25° – 30° , южного — 15° – 20° . Наблюдаются поперечные перегибы зеркала складчатости протяженностью до 40 км и шириной 4–15 км, на крыльях которых пласты погружаются под углами 50° – 80° . Рассматриваемая синклиальная зона образована совокупностями складок различных размеров (максимальная ширина до 5 км) и форм; в целом северное крыло зоны дислоцировано интенсивнее южного, здесь преобладают сжатые опрокинутые, нередко изоклиальные формы. Мелкая складчатость, вплоть до пloyчатости, проявлена интенсивно.

Баджало-Горинская СФЗ представляет собой крупный сложнопостроенный антиклинорий, Дукинским глубинным разломом разделенный на две подзоны — Амгунскую и Горинскую, отличающиеся друг от друга стилем складчатости и характером метаморфизма пород [8].

Для триасово-юрских отложений Амгунской подзоны характерны в основном синформные линейные складки. Ось наиболее крупной (шириной до 30 км) синклинали протягивается в юго-восточном направлении от верховьев р. Левая Буря, далее меняя простирание на субширотное и северо-восточное. Ее крылья осложнены складками шириной от первых десятков и сотен метров до 6 км.

В Горинской подзоне в пределах рассматриваемой территории раннемезозойские образования слагают северное крыло Курско-Горинской антиклинали и относительно крупную Бокторскую антиклиналь. Ядро антиклинали прослеживается в северо-восточном направлении на 140 км при ширине до 45 км. Оно представляет собой сложное складчато-блоковое сооружение, в котором при общем антиклинальном зеркале складчатости сочетаются пакеты сжатых крутых и лежащих изоклиальных, прямых и наклонных линейных

складок разного порядка, часто разорванных дизъюнктивами, в том числе послынными надвигами, вдоль которых местами наблюдаются тектонические покровы юрских отложений. В северо-восточном и юго-восточном направлениях антиклиналь претерпевает виргацию и в раннемезозойских образованиях наблюдаются разномасштабные складки, среди которых трудно выделить главные. Более или менее уверенно по характеру зеркал складчатости намечается относительно крупная Бокторская антиклиналь шириной 9 и протяженностью 80 км. Это прямая складка с крутизной крыльев 40° – 60° . В основном в мезозойских отложениях фиксируются наклонные и опрокинутые, часто изоклиальные складки с крыльями, осложненными мелкой складчатостью и углами падения 30° – 70° .

Как можно видеть из этого краткого описания, в пределах Ульбанской СФЗ сохраняются некоторые черты конседиментационной складчатости, в то время как в Баджало-Горинской они практически отсутствуют. Общий же характер складчатости в рамках рассматриваемого района очень близок.

Большинство дизъюнктивов в обеих структурно-формационных зонах моложе плективных структур, т. е. являются заведомо послеюрскими. Их пространственное положение и кинематические характеристики определяются геодинамической более поздних этапов развития территории и выходят за рамки настоящей работы, хотя некоторым из них приписывается важная роль при тектоническом районировании. Так, Дукинский глубинный разлом считается границей Ульбанской и Баджало-Горинской СФЗ, с одной стороны, и Амгунской и Горинской подзон последней — с другой. Между тем разделяемые им образования нередко близки как по возрасту, так и литологии. Особое положение в структуре района принадлежит Пауканскому глубинному разлому. Зона его выделена в качестве самостоятельного структурного элемента [5] на том основании, что она включает разбитые на разновозрастные блоки разнородные и разновозрастные (от кембрия до юры) вулканогенно-осадочные и плутонические образования, нередко заметно отличающиеся от окружающих формационным составом, степенью метаморфизма и структурных преобразований. В структурном плане эта зона представляет собой гигантоглыбовый тектонический меланж.

Пауканский глубинный разлом является восточным продолжением Южно-Тукурингского. Протяженность его в пределах западной части района превышает 120 км; на юго-востоке, на левобережье р. Эвур, наблюдается восточное окончание этого дизъюнктива (15 км), обрезанное Дукинским глубинным разломом. Максимальная ширина зоны в бассейнах рек Правая и Левая Буря составляет 10 км. Обращает внимание присутствие в зоне разлома девонской формации кварцевых песчаников, характерной для краевых прогибов и плитных комплексов платформ

и, в частности, известной на Буреинском массиве. Структурные исследования, проведенные в пределах зоны Пауканского глубинного разлома [5] с использованием методики тектонофациального анализа, показали, что на ранних (домезозойских) этапах существования описываемый дизъюнктив представлял собой крутопадающий взброс с активным северо-восточным крылом (к нему приурочены преобразования высших тектонофаций), а позднее основную роль играли правосдвиговые перемещения; на отдельных этапах в зоне Пауканского глубинного разлома проявились надвиговые подвижки. Складчатость внутри зоны имеет кливажный характер и сформировалась в семь этапов деформаций. Самые ранние складки обладают изоклинальным обликом, причудливо усложненным последующими деформациями. Проявлены кливаж (восемь систем) и связанная с ним макротрещиноватость, линейность различных типов, вязкие и хрупкие дизъюнктивы разных масштабов и кинематических типов, будинаж- и муллион-структуры, птитиматитовая складчатость в жилах альпийского типа. Метаморфизм (минеральные преобразования) пород резко колеблется как по простиранию зоны дизъюнктива, так и вкрест нее, не выходя за пределы зеленосланцевой фации. Пауканскому глубинному разлому издавна придавалось важное значение границы между Монголо-Охотской и Сихотэ-Алиньской складчатыми системами. По принятым ныне дальневосточными геологами-съемщиками представлениям, этот дизъюнктив целиком располагается внутри области мезозойской складчатости, частично разделяя крупнейшие складчато-надвиговые сооружения, охватывающие, с одной стороны, Ульбанскую, с другой — Баджало-Горинскую СФЗ.

Степень преобразования осадочных и вулканогенных пород в пределах рассматриваемой территории в основном соответствует стадии катагенеза или региональному метаморфизму в условиях филлитовой субфации зеленосланцевой фации. Лишь в зонах влияния крупных дизъюнктивов, особенно в северном крыле Пауканского глубинного разлома, породы претерпели стресс-метаморфизм в условиях мусковитовой субфации зеленосланцевой фации. Минеральные преобразования здесь сопровождаются структурными — интенсивной мелкой складчатостью, пloidчатостью и гофрировкой, многоэтапно проявленными трещинами и кливажем.

Заключение. Изложенные в работе особенности строения территории приводят к определенным сложностям при тектоническом районировании. Так, в действующей схеме геолого-структурного районирования [16] Амуро-Охотское звено для допозднепермских образований отнесено к Монголо-Охотской складчатой системе Центрально-Азиатского подвижного пояса, а для позднепермских-мезозойских (Унья-Бомская и Ульбанская СФЗ) — к Сихотэ-Алиньской складчатой системе Тихоокеанского пояса. Логика здесь не

просматривается. Еще хуже ситуация для более древних образований. Различные блоки Буреинского массива (Мамынский (Октябрьский), Восточно-Буреинский, Ханкайский) разными авторами включаются то в Центрально-Азиатский, то Тихоокеанский подвижные пояса [1; 2; 4; 13; 16]. Представляется, что наиболее разумный выход из этого положения — выделение в качестве самостоятельной структурной единицы наиболее крупного ранга области интерференции Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов.

В последние десятилетия в работах, в которых районирование проводится на геодинамической основе, Ульбанская и Баджало-Горинская СФЗ называются террейнами [1]. Термин «террейн» давно стал многозначным, поэтому авторы, стремящиеся к точности, приводят принимаемое в работе определение этого термина. Так поступили и авторы работы [1], обозначив *тектоностратиграфический террейн* как блок земной коры, достаточно крупный, чтобы показать его на карте соответствующего масштаба, который по своей геологической истории резко отличается от смежных с ним блоков (террейнов). Террейны характеризуются стратиграфической последовательностью геологических комплексов, сформированных в определенной геодинамической обстановке, а также особенностями проявления деформаций, магматизма и метаморфизма [17, с. 20–21]. Приведенное в настоящей статье описание раннемезозойских образований области взаимодействия Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов, по моему мнению, достаточно убедительно показывает, что выделение здесь террейнов (в смысле использованного выше определения) не обосновано.

Работа выполнена в рамках Госзадания ИТиГ ДВО РАН.

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. В двух книгах / под ред. А. И. Ханчука. — Владивосток: Дальнаука, 2006. — Кн. 1. — 572 с.

2. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 2 500 000. Объяснительная записка / Л. И. Красный, А. С. Вольский, Пэн Юньбяо и др. — СПб.: Благовещенск; Харбин, 1999. — 135 с.

3. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Тугурская (Удская). Лист N-53-XXXIV / Л. В. Эйриш; ред. Л. Б. Кривицкий. — М.: Картфабрика № 9, 1967.

4. Геология зоны БАМ. — Л.: Недра, 1988. — Т. 1: Геологическое строение. — 443 с.

5. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист N-53 — Шантарские острова. Объяснительная записка / В. Ю. Забродин, А. М. Бородин, В. А. Гурьянов и др. — СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2007. — 450 с.

6. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Тугурская. Лист N-53-XXXIV (Бриакан). Объяснительная

записка / А. И. Буханченко, В. Б. Григорьев, А. П. Иванов и др. — М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015. — 198 с.

7. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист N-54 — Николаевск-на-Амуре. Объяснительная записка / Л. И. Шаруева, Р. А. Саутченкова, В. И. Макар и др. — СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2016. — 477 с. + 9 вкл.

8. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист M-53 — Хабаровск. Объяснительная записка / А. Ф. Васькин, В. А. Дымович, А. Ф. Атрашенко и др. — СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009. — 376 с.

9. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист M-54 — Александровск-Сахалинский. Объяснительная записка / В. А. Дымович, С. В. Евсеев, В. Ф. Евсеев и др. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. — 600 с.

10. Забродин В. Ю. Реконструкция структуры мезозойской восточной части Амуро-Охотской складчатой системы (Дальний Восток) // Тихоокеанская геология. — 2009. — № 3. — С. 64–73.

11. Забродин В. Ю. Палеогеография северо-западной части Сихотэ-Алинской складчатой системы в мезозое (Дальний Восток) // Тихоокеанская геология. — 2011. — № 3. — С. 106–115.

12. Забродин В. Ю., Кириллова Г. Л. Стратиграфия, тектоно-стратиграфические системы и палеогеография Удского и Торомского осадочных бассейнов (Дальний Восток России) // Тихоокеанская геология. — 2017. — Т. 36, № 6. — С. 3–14.

13. Забродин В. Ю. Основные черты геологического строения и тектоническая позиция Норско-Сухотинского прогиба (Дальний Восток) // Региональная геология и металлогения. — 2019. — № 78. — С. 58–69.

14. Красный Л. И. О взаимодействии Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов // Тихоокеанская геология. — 1999. — Т. 18, № 5. — С. 3–8.

15. Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990 г.). — Хабаровск: ХГГГП, 1994. — 124 с. + 38 стратигр. схем.

16. Роганов Г. В., Васькин А. Ф. Схема геолого-структурного районирования Приамурья, Западного Приохотья, о. Сахалин и прилегающих участков дна Охотского и Японского морей. 1 : 3 000 000. — Хабаровск: Дальгеофизика, 2008.

17. Ханчук А. И. Теоретические основы тектонического, геодинамического и металлогенического анализа / А. И. Ханчук, В. В. Голозубов, С. М. Родионов, Н. А. Горячев, В. П. Симаненко // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. В двух книгах. — Владивосток: Дальнаука, 2006. — Кн. 1. — С. 20–29.

3. Eyriş L. V. Geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1 : 200 000. Seriya Tugurskaya (Udskaya). List N-53-XXXIV [Geological map of the USSR on a scale of 1:200,000. Tugurskaya (Udskaya) series. Sheet N-53-XXXIV]. Moscow, Kartfabrika № 9, 1967.

4. Geologiya zony BAM [Geologiya zony BAM]. Leningrad, Nedra, 1988, vol. 1: Geologicheskoe stroenie, 443 p.

5. Zabrodin V. Yu., Borodin A. M., Gur'yanov V. A. et al. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii masshtaba 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Dal'nevostochnaya. List N-53 — Shantarskie ostrova. Ob'yasnitel'naya zapiska [State geological map of the Russian Federation on a scale of 1:1,000,000 (third generation). Far Eastern series. Sheet N-53 — Shantar Islands. Explanatory note]. St. Petersburg, Kartfabrika VSEGEI, 2007, 450 p.

6. Bukhanchenko A. I., Grigor'ev V. B., Ivanov A. P. et al. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii masshtaba 1 : 200,000. Izdanie vtoroe. Seriya Tugurskaya. List N-53-XXXIV (Brikan). Ob'yasnitel'naya zapiska [State geological map of the Russian Federation, scale 1:200,000. Second edition. Tugurskaya series. Sheet N-53-XXXIV (Brikan). Explanatory note]. Moscow, 2015, 198 p.

7. Sharueva L. I., Sautchenkova R. A., Makar V. I. et al. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Dal'nevostochnaya. List N-54 — Nikolaevsk-na-Amure. Ob'yasnitel'naya zapiska [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Far Eastern series. Sheet N-54 — Nikolaevsk-na-Amure. Explanatory note]. St. Petersburg, Kartfabrika VSEGEI, 2016, 477 p. + 9 vkl.

8. Vas'kin A. F., Dymovich V. A., Atrashenko A. F. et al. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Dal'nevostochnaya. List M-53 — Khabarovsk. Ob'yasnitel'naya zapiska [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Far Eastern series. Sheet M-53 — Khabarovsk. Explanatory note]. St. Petersburg, Kartfabrika VSEGEI, 2009, 376 p.

9. Dymovich V. A., Evseev S. V., Evseev V. F. et al. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Dal'nevostochnaya. List M-54 — Aleksandrovsk-Sakhalinskiy. Ob'yasnitel'naya zapiska [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Far Eastern series. Sheet M-54 — Aleksandrovsk-Sakhalinsky. Explanatory note]. St. Petersburg, Kartograficheskaya fabrika VSEGEI, 2016, 60 p.

10. Zabrodin V. Yu. Reconstructions of the mesozoic structures in the eastern Amur-Okhotsk fold system, Far East. *Russian Journal of Pacific Geology*, 2009, no. 3, pp. 64–73. (In Russian).

11. Zabrodin V. Yu. Mesozoic paleogeography of the northwestern Sikhote-Alin fold system (Far East). *Russian Journal of Pacific Geology*, 2011, no. 3, pp. 106–115. (In Russian).

12. Zabrodin V. Yu., Kirillova G. L. Stratigraphy, tectono-stratigraphic systems, and paleogeography of the Uda and Torom sedimentary basins (Far East of Russia). *Russian Journal of Pacific Geology*, 2017, vol. 36, no. 6, pp. 3–14. (In Russian).

13. Zabrodin V. Yu. Main geological features and tectonic position of the Norsko-Sukhotinsky Trough (the Far East). *Regional Geology and Metallogeny*, 2019, no. 78, pp. 58–69. (In Russian).

14. Krasny L. I. On the interaction of the Central Asia and Pacific Mobile Belt. *Russian Journal of Pacific Geology*, 1999, vol. 18, no. 5, pp. 3–8. (In Russian).

15. Resheniya Chetvertogo mezhdomestvennogo regional'nogo stratigraficheskogo soveshchaniya po dokembriyu i fanerozoju yuga Dal'nego Vostoka i Vostochnogo Zabaykal'ya (Khabarovsk, 1990 g.) [Decisions of the Fourth

1. Geodinamika, magmatizm i metallogeniya Vostoka Rossii. V dvukh knigakh [Geodynamics, magmatism and metallogeny of the East of Russia. In two books]. Ed. by A. I. Khanchuk. Vladivostok, Dal'nauka, 2006, Book 1, 572 p.

2. Krasny L. I., Vol'skiy A. S., Yun'byao Pen et al. Geologicheskaya karta Priamur'ya i sopredel'nykh territoriy. Masshtab 1 : 2 500 000. Ob'yasnitel'naya zapiska [Geological map of Priamurye and adjacent territories. Scale 1:2,500,000. Explanatory note]. St. Petersburg; Blagoveshchensk; Khabarovsk, 1999, 135 p.

interdepartmental regional stratigraphic meeting on the Precambrian and Phanerozoic of the south of the Far East and Eastern Transbaikalia (Khabarovsk, 1990)]. Khabarovsk, 1994, 124 p. + 38 stratigr. skhem.

16. Roganov G. V., Vas'kin A. F. Skhema geologo-strukturnogo rayonirovaniya Priamur'ya, Zapadnogo Priokhot'ya, o. Sakhalin i prilegayushchikh uchastkov dna Okhotskogo i Yaponskogo morey. 1 : 3 000 000 [Scheme of geological-structural zoning of Priamurye, Western Priokhot'e, o. Sakhalin and adjacent areas of the bottom of the Sea of

Okhotsk and the Sea of Japan. 1:3,000,000]. Khabarovsk, Dal'geofizika, 2008.

17. Khanchuk A. I., Golozubov V. V., Rodionov S. M., Goryachev N. A., Simanenko V. P. Teoreticheskie osnovy tektonicheskogo, geodinamicheskogo i metallogenicheskogo analiza [Teoreticheskie osnovy tektonicheskogo, geodinamicheskogo i metallogenicheskogo analiza]. *Geodinamika, magmatizm i metallogeniya Vostoka Rossii. V dvukh knigakh.* Vladivostok, Dal'nauka, 2006, book 1, pp. 20–29. (In Russian).

Забродин Владимир Юрьевич — доктор геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, Институт тектоники и геофизики ДВО РАН (ИТиГ ДВО РАН). Ул. Ким Ю Чена, 65, Хабаровск, Россия, 680000. <VZabrodin@rambler.ru>

Zabrodin Vladimir Yur'evich — Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, Institute of Tectonics and Geophysics FEB RAS (ITiG FEB RAS). 65 Ul. Kim Yu Chen, Khabarovsk, Russia, 680000. <VZabrodin@rambler.ru>

В. Е. ГУЗЕВ (ВСЕГЕИ, СПГУ), Г. А. КОЗЛОВ, А. В. ТЕРЕХОВ,
А. В. МОЛЧАНОВ, И. О. ЛЕБЕДЕВ, Ю. Л. СВЕТЛОВА (ВСЕГЕИ)

Чаро-Синский дайковый пояс (среднее течение р. Лена): локальный U-Pb возраст циркона и петролого-геохимические особенности

В работе впервые представлена детальная петролого-геохимическая и изотопно-геохронологическая характеристики пород Чаро-Синского дайкового пояса, картируемых в среднем течении р. Лена. Интрузивы Чаро-Синского дайкового пояса, обрамляющего Вилуйский рифт с юго-востока, выражены преимущественно дайками различного состава — от долеритов и габбро-долеритов до сиенитов, реже встречаются небольшие силлы, штоки и хонолиты. В целом по особенностям распределения петрогенных, редких и редкоземельных элементов изученные породы обладают значительной схожестью со среднепалеозойскими интрузивами Вилуйского рифта, в частности с Вилуйско-Мархинским дайковым поясом. Полученные результаты изотопного датирования циркона U-Pb методом показали, что формирование пород Чаро-Синского дайкового пояса в среднем течении р. Лена произошло в относительно короткий промежуток времени 364–374 млн лет, который полностью соответствует временному интервалу (357–379 млн лет) формирования девонского дайкового магматизма в крупной Якутско-Вилуйской изверженной провинции.

Ключевые слова: U-Pb возраст, циркон, Чаро-Синский дайковый пояс, крупная Якутско-Вилуйская изверженная провинция, Вилуйский рифт.

V. E. GUZEV (VSEGEI, SPMU), G. A. KOZLOV, A. V. TEREKHOV,
A. V. MOLCHANOV, I. O. LEBEDEV, YU. L. SVETLOVA (VSEGEI)

Chara-Sinsk dike swarm (middle reach of the Lena River): local U-Pb age of zircon and petrological and geochemical features of rocks

The research focuses on the comprehensive analysis of petrological, geochemical, and isotopic-geochronological characteristics of the Chara-Sinsk dike swarm, which is mapped in the middle reaches of the Lena River. Intrusions of the Chara-Sinsk dike swarm frame the Vilyui rift from the southeast. The intrusions are dikes, small sills, stocks, and chonoliths. Their petrological composition varies from dolerite and gabbro-dolerite to syenite. In general, in terms of the distribution of petrogenic, trace elements and REE, the studied rocks have a significant similarity with Middle Paleozoic intrusions of the Vilyui rift, in particular, with the Vilyui-Markha dike swarm. The results of isotopic dating of the zircon by the U-Pb method showed that the formation of the Chara-Sinsk dike swarm occurred during a relatively short time interval of 364–374 Ma. The obtained isotope dating results fully correspond to the time interval (357–379 Ma) of Devonian dike magmatism in the large Yakutsk-Vilyui igneous province.

Keywords: U-Pb dating, zircon, Chara-Sinsk dike swarm, large Yakutsk-Vilyui igneous province, Vilyui rift.

Для цитирования: Гузев В. Е. Чаро-Синский дайковый пояс (среднее течение р. Лена): локальный U-Pb возраст циркона и петролого-геохимические особенности / В. Е. Гузев, Г. А. Козлов, А. В. Терехов, А. В. Молчанов, И. О. Лебедев, Ю. Л. Светлова // Региональная геология и металлогения. — 2021. — № 87. — С. 28–41. DOI: 10.52349/0869-7892_2021_87_28-41

Введение. Сибирский кратон, как и большинство других кратонов мира, за время своего существования неоднократно был подвержен тектоническим перестройкам. Соответствующие события зафиксированы проявлениями базитового магматизма различного возраста. Одна из масштабных перестроек данной территории — развитие в среднем палеозое в пределах восточной границы кратона Вилуйской рифтовой системы, которая осложнена проявлением интенсивной магматической активности [3]. Формирование Вилуйского рифта связано с термальным и механическим

воздействием Якутского плюма на кратонную литосферу, центр которого располагался в районе, перекрытом в современной структуре форландом мезозойского Верхоянского складчато-надвигового пояса [8; 11]. Рифт протяженностью около 800 км при ширине 450 км представлен системой впадин с возрастом от среднего девона до раннего карбона, которые выполнены вулканогенно-осадочными толщами мощностью до 7 км [5]. Важная характеристика этой рифтовой системы — среднепалеозойский магматизм, который привел к разрывам литосферы и образованию крупной

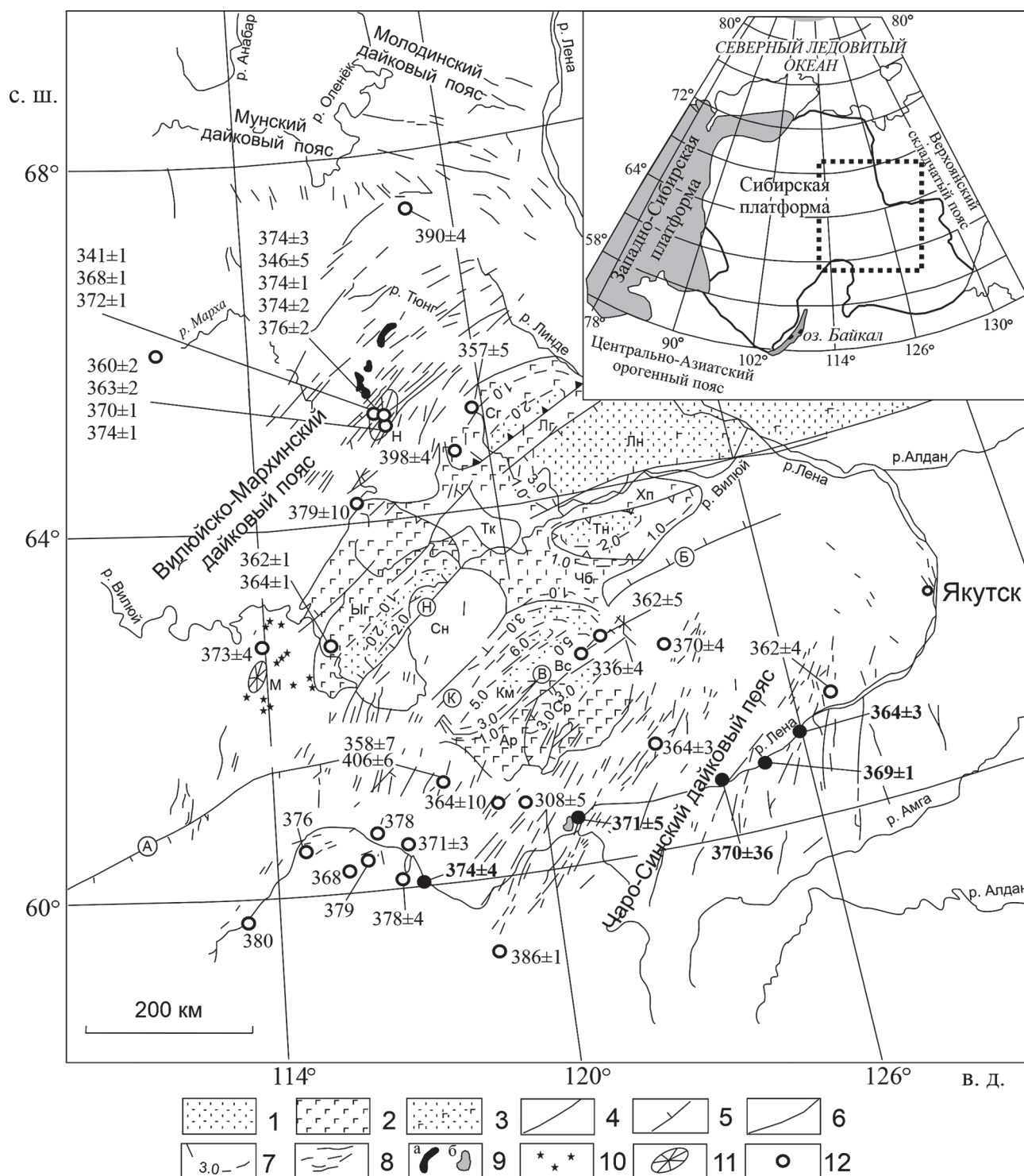


Рис. 1. Схема строения восточной части Сибирской платформы на среднепалеозойский структурный ярус [1; 9]

1 – фаменско-нижнекаменноугольный туфогенно-осадочный комплекс; 2 – франкий эффузивный комплекс; 3 – районы предположительного развития базальтов по всему верхнедевонско-нижнекаменноугольному разрезу; 4 – границы структур, выделяемых по девонско-нижнекаменноугольным отложениям (поднятия: Ар – Арбайское, Вс – Верхнесинское, Лг – Логлорское, Сн – Сунтарское, Хп – Хапчагайское, Тк – Тюкянское, Чб – Чыбыдинское; впадины: Км – Кемпендяйская, Лн – Линденская, Сг – Сыангдинская, Ср – Сарсанская, Тн – Тангнарнская, Ыг – Ыгыаттинская); 5 – разломы (А – Ангара-Вилуйский, Б – Баппагайский, В – Верхнесинский, К – Кемпендяйский, Н – Нюрбинский); 6 – границы распространения девонско-нижнекаменноугольных пород; 7 – мощность (км) верхне-девонско-нижнекаменноугольных отложений; 8 – среднепалеозойские дайки и силлы долеритов и габбро-долеритов; 9 – среднепалеозойские хонолиты габбро-долеритов (а) и штоки сиенит-порфиров (б); 10 – среднепалеозойские базальтовые трубки взрыва; 11 – Малоботубинское (М) и Накынское (Н) кимберлитовые поля; 12 – имеющиеся $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb определения возраста (млн лет) среднепалеозойских даек, силлов и базальтов по [5; 6; 9; 10; 15–17]. Черными кружками показаны места отбора образцов. На врезке обозначен контур изучаемого участка

Якутско-Вилуйской изверженной провинции с радиальной системой рифтовых впадин, разломов и дайковых поясов [9; 15]. Дайковые пояса особенно масштабно проявились в обрамлении рифта и известны как Вилуйско-Мархинский на северо-западе и рассматриваемый Чаро-Синский на юго-востоке (рис. 1). Наряду с дайковыми поясами парагенетически связан кимберлитовый магматизм, который наиболее интенсивно проявился в пределах Вилуйско-Мархинского дайкового пояса (Мирнинское и Накынское поля алмазоносных кимберлитов) [4; 5].

Детальные петролого-геохимическая и изотопно-геохронологическая характеристики пород Чаро-Синского дайкового пояса рассмотрены в ряде публикаций [5–7; 9; 10; 13; 15–17]. Тем не менее, несмотря на их значительное количество, вопросы петрологии и возраста интрузивов в среднем течении р. Лена (реки Бол. Патомы, Марха и Малыкан) подробно не исследовались. В настоящей работе приводится петролого-геохимическая характеристика и результаты геохронологических исследований пород Чаро-Синского дайкового пояса в пределах рассматриваемой территории.

Геологическая характеристика. Чаро-Синский дайковый пояс расположен на юго-восточном плече Вилуйского рифта. Размещение магматических образований контролируется системами крупных разломов северо-восточного простирания (10° – 40°) протяженностью более 500 км и шириной до 230 км [6]. В пределах рассматриваемой территории магматические образования представлены преимущественно дайками, реже встречаются небольшие силлы, штоки и хонолиты. Интрузивы сложены долеритами,

габбро-долеритами, кварцевыми долеритами и кварцевыми габбро-долеритами, реже встречаются монцонит-порфиры, кварцевые монцонит-порфиры, сиениты и сиенит-порфиры. Тела прорывают толщи кембрия, ордовика и силура, в единичных случаях среднедевонские отложения. На северо-востоке дайковый пояс перекрыт юрскими отложениями. Протяженность магматических тел 1–50 км, в редких случаях до 250 км (Туолбинская дайка, картируемая вдоль р. Туолба); мощность варьируется от 5 до 60 м, реже до 250 м в телах сложного строения. В магнитном поле дайкам соответствуют протяженные положительные линейные аномалии различной контрастности [6; 7].

Дайки распределены неравномерно, образуя сближенные группы и пучки. Характерно кулисообразное расположение отдельных даек в разрывных нарушениях [6; 9]. По характеру внедрения интрузивы преимущественно однофазные, недифференцированные (либо слабодифференцированные), сложенные долеритами и габбро-долеритами. В многофазных телах встречаются более кислые и щелочные породы. В телах сложного строения выделяются три фазы внедрения (рис. 2): долериты и габбро-долериты с средне-мелкозернистой офитовой, пойкилоофитовой, габбровой микроструктурой и массивной текстурой; умереннощелочные кварцевые долериты, кварцевые габбро-долериты, кварцевые монцонит-порфиры с габбровой, офитовой, порфировой микроструктурой и массивной текстурой; сиениты и сиенит-порфиры с гипидиоморфнозернистой, порфировой, аплитовой микроструктурой и массивной текстурой. Краевые части интрузивных тел сложены микродолеритами [7].

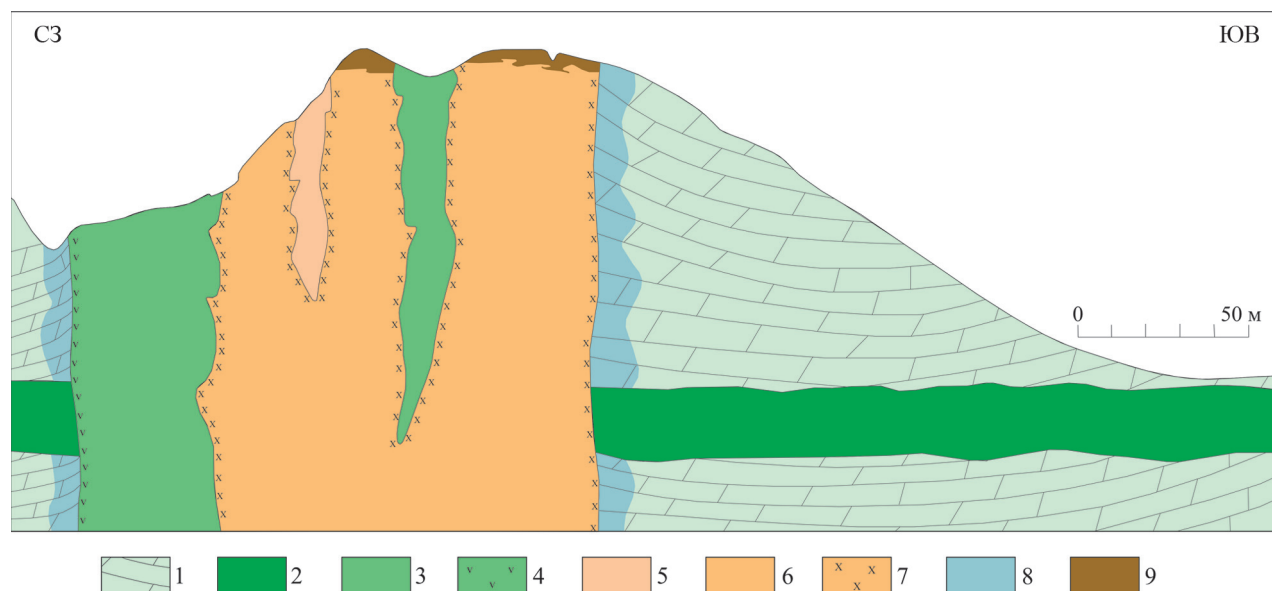


Рис. 2. Схема геологического строения многофазного интрузива в устье р. Нуччалы-Юрях (правый приток р. Олёкма) [7]
1 – известняки и доломиты (чарская свита, нижний кембрий); 2 – офитовые долериты; 3 – кварцевые габбро-долериты; 4 – мелкозернистые кварцевые габбро-долериты; 5 – кварцевые монцонит-порфиры; 6 – кварцевые сиенит-порфиры; 7 – мелкозернистые кварцевые сиенит-порфиры; 8 – зона контактовой мраморизации известняков и доломитов; 9 – реликты глинистой коры выветривания по магматическим образованиям

Методы исследований. Аналитические исследования выполнены в Центральной аналитической лаборатории и Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург). Химический состав пород на петрогенные элементы осуществлен рентгеноспектральным флуоресцентным методом (XRF) на приборе ARL 9800. Определение микроэлементов произведено масс-спектрометрией с индуктивно-связанной плазмой (ICP MS) на приборе ELAN 6100 DRC.

Возраст циркона устанавливался локальным U-Pb методом на ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP II по стандартной методике [19]. Для выбора точек анализа использовались изображения зерен минерала в проходящем свете, в режиме катодолюминесценции (CL) и в обратно-отраженных электронах (BSE). Результаты U-Pb датирования обработаны с помощью программы Isoplot [14].

Петрографическая характеристика пород. Приведена краткая характеристика основных разновидностей пород Чаро-Синского дайкового пояса.

Долериты и кварцевые долериты характеризуются средне-мелкозернистой офитовой и пойкилоофитовой микроструктурой с массивной текстурой. Они состоят из (%): плагиоклаза (лабрадор) — 40–45, клинопироксена (авгит и диопсид) — 40–45, оливина < 10 и кварца < 5 (рис. 3, а). Вторичные минералы представлены цоизитом, иддингситом, хлоритом, биотитом и серицитом; акцессорные минералы — апатитом, титанитом и цирконом. Плагиоклаз присутствует в виде длиннопризматических и таблитчатых сдвойникованных зерен размером до 3 мм. Клиннопироксен выражен таблитчатыми зернами (0,2–1,5 мм), которые частично замещены роговой обманкой (уралит), биотитом и хлоритом. Оливин, встречающийся в виде округлых изометричных зерен, обычно разрушен и замещен иддингситом и хлоритом. Кварц занимает межзерновое пространство в виде ксеноморфных зерен до одного миллиметра.

Габбро-долериты и кварцевые габбро-долериты обладают схожим с долеритами составом, но отличаются от них четко выраженной габбровой и габбро-офитовой микроструктурой (рис. 3, б). Породы состоят из (%): плагиоклаза (лабрадор) — 55–60, клинопироксена (авгит и диопсид) — 15–27, амфибола (роговая обманка — уралит) < 10 и кварца < 5. Вторичные минералы представлены цоизитом, хлоритом, биотитом, серицитом; акцессорные минералы — апатитом, титанитом и цирконом. Рудные минералы (магнетит, ильменит) образуют кристаллы таблитчатой или игольчатой форм, приуроченные в основном к измененным и замещенным участкам плагиоклаза и клинопироксена. Плагиоклаз составляет основную массу породы и образует крупные лейсты (2–3 мм), реже изометрично-полигональные индивиды. Фенокристы плагиоклаза полисинтетически сдвойникованы, при

этом двойниковые швы обладают более или менее четкой выраженностью. Клиннопироксен встречается как в виде призматических и таблитчатых индивидов, так и ксеноморфных зерен размером от 1 до 2,5 мм. Амфибол развивается по клинопироксену, образуя каймы вокруг зерен, а также присутствует в виде мелких (0,2–0,4 мм) зерен и их скоплений.

Монцонит-порфиры и кварцевые монцонит-порфиры характеризуются гипидиоморфнозернистой, порфировой структурой и массивной текстурой, которые состоят из (%): плагиоклаза (лабрадор-андезин) — 55–60, амфибола (роговая обманка — актинолит) — < 30, клинопироксена (авгит и диопсид) — < 5 и кварца до 5 (рис. 3, в). Вторичные минералы представлены хлоритом, эпидотом, палагонитом; акцессорные минералы — апатитом, магнетитом и ильменитом. Породы не образуют самостоятельных интрузивов, однако участвуют в качестве второй фазы внедрения при формировании многофазных трещинных даек наряду с умереннощелочными кварцевыми габбро-долеритами. Контакт между монцонит-порфирами и габбро-долеритами проявляется в относительном уменьшении зернистости первых и лейкократизации вторых, а также отмечаются шилы пегматоидных габбро-долеритов. Все это свидетельствует о внедрении монцонитоидного расплава в не полностью раскристаллизованные габбро-долериты. Клиннопироксен практически замещен амфиболом. Для пород свойственно постоянное присутствие калиевого полевого шпата (микроклин и ортоклаз), который образует ксеноморфные выделения в основной массе (до 15 %) либо формирует микропегматитовые сростки с кварцем.

Сиениты и сиенит-порфиры отличаются гипидиоморфнозернистой, порфировой структурой, а в краевых частях интрузивы — аплитовой, текстура массивная (рис. 3, г). Породы состоят из (%): калиевого полевого шпата (микроклин и ортоклаз) — 80–90, кварца — 2–7, биотита — 1–7, амфибола (роговая обманка — актинолит) < 5. Вторичные минералы представлены хлоритом, эпидотом, палагонитом, кальцитом; акцессорные — апатитом и цирконом. Основная масса породы сложена идиоморфными зернами калиевых полевых шпатов и ксеноморфных зерен кварца. Порфировые выделения, составляющие 6–12 % объема породы, выражены короткотаблитчатыми кристаллами калиевых полевых шпатов.

Петрохимические особенности пород. На TAS-диаграмме породы Чаро-Синского дайкового пояса образуют вытянутый тренд от габбро и монцо-габбро до сиенитов. При этом долериты и габбро-долериты локализируются преимущественно в области монцо-габбро, частично попадая в область, соответствующую габбро, монцониты — в поле монцодиоритов, а сиениты закономерно — в поле состава сиенитов. На диаграмме K_2O-SiO_2 долериты и габбро-долериты находятся в поле

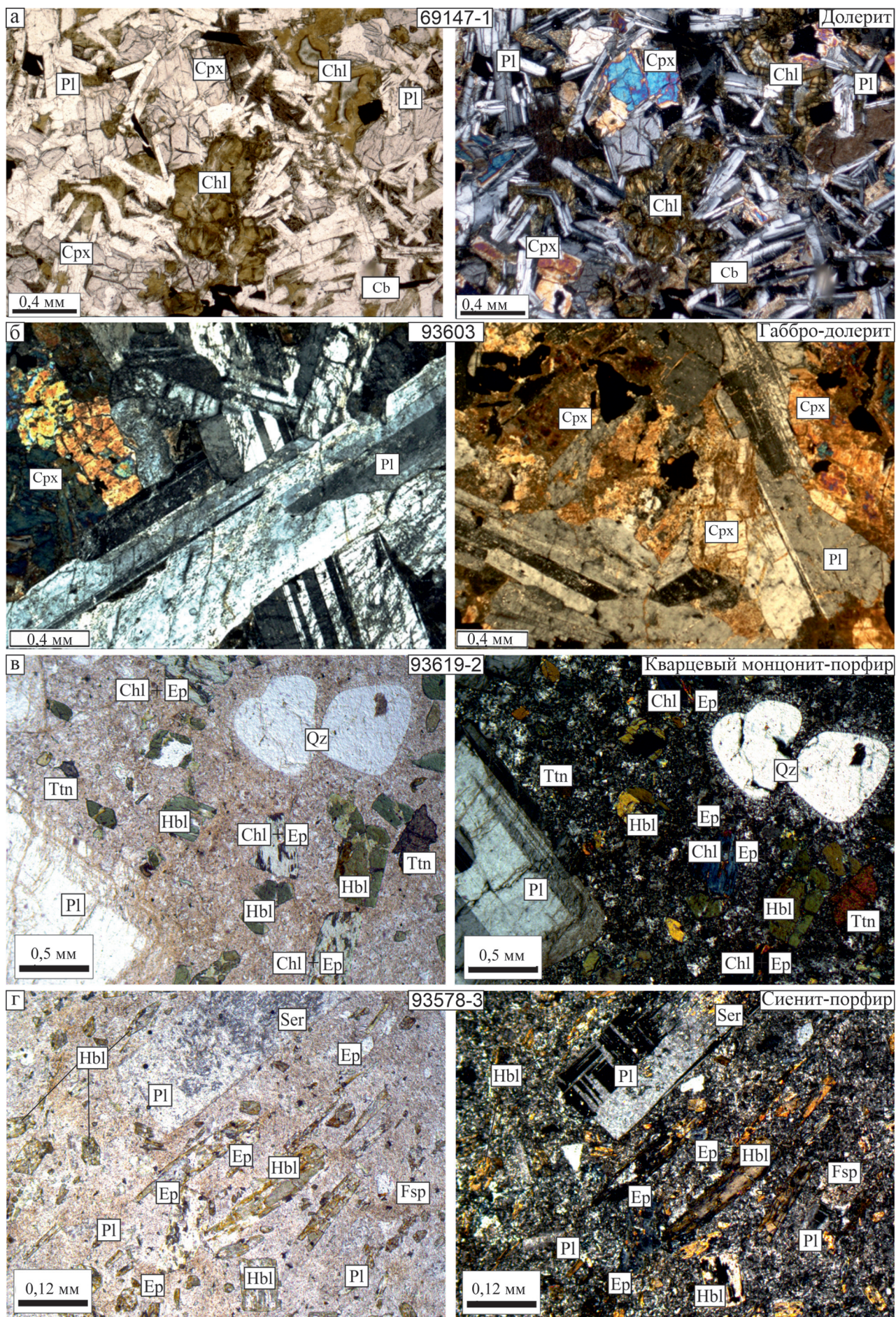


Рис. 3. Микрофотографии основных разновидностей магматических пород Чаро-Синского дайкового пояса (слева — без анализатора, справа — с анализатором)

a — долерит, *б* — габбро-долерит, *в* — кварцевый монцонит-порфир, *г* — сиенит-порфир. Pl — плагиоклаз (лабрадор-андезин), Fsp — калиевый полевой шпат, Crx — клинопироксен (авгит, диопсид), Hbl — роговая обманка, Chl — хлорит, Cb — карбонат, Ttn — титанит, Qz — кварц, Ep — эпидот, Ser — серицит

высококалиевой, монцонит-порфиры соответствуют умереннокалиевой, а сиениты локализуются в области шошонитовой серий.

По содержанию большинства петрогенных элементов (табл. 1) долериты и габбро-долериты значимо не различаются между собой. Содержание SiO_2 в них варьируются (мас. %): 47,4–48,8 при среднем значении 47,9, а сумма щелочей $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3,52\text{--}5,71$ при среднем 4,90. При этом наблюдается преобладание натрия над калием — среднее отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,63$. Породы характеризуются относительно низкими содержаниями $\text{MgO} = 3,40\text{--}5,25$ мас. %. Средние содержания (мас. %): $\text{TiO}_2 \sim 3,40$, $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 14,1$, $\text{MnO} \sim 0,18$, $\text{CaO} \sim 8,60$ и $\text{P}_2\text{O}_5 \sim 0,57$.

Химический состав монцонит-порфиров и сиенитов изменяется в незначительных пределах. Так, например, содержания (мас. %): SiO_2 в монцонит-порфирах 51,8–52,4 при среднем значении 52,1, а сумма щелочей $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5,39\text{--}5,76$ при среднем 5,57. Породы характеризуются заметным преобладанием натрия над калием (в среднем 3,04). Содержания (мас. %): TiO_2 2,67–2,71, Al_2O_3 12,2–12,4, MnO 0,23–0,25, CaO 6,28–6,73, P_2O_5 0,62–0,64. Состав сиенитов отличается высоким содержанием калия — 6,49–6,59 мас. % при вариациях кремнезема в диапазоне 62,3–62,7 мас. %. Отмечается преобладание калия над натрием ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,93\text{--}2,26$) при сумме щелочей от 9,50 до 9,85 мас. %. Для сиенитов характерны невысокие содержания (мас. %): $\text{TiO}_2 \sim 1,36$, $\text{MgO} \sim 2,43$, $\text{MnO} \sim 0,035$ и $\text{P}_2\text{O}_5 \sim 0,33$ и средние — $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 11,4$, $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}} \sim 8,39$, $\text{CaO} \sim 1,85$.

Распределение REE в породах дайкового пояса (рис. 4, *a*) обладает дифференцированным характером: отношение $\text{La}/\text{Yb} = 9,02\text{--}13,1$ в долеритах и габбро-долеритах, $\text{La}/\text{Yb} = 7,60\text{--}9,07$ в монцонит-порфирах, $\text{La}/\text{Yb} = 18,4\text{--}19,4$ в сиенитах. Суммарное содержание REE в долеритах и габбро-долеритах — 128,9–165,4 ppm; в монцонит-порфирах — 218,3–219,5 ppm, в сиенитах — 272,8–300,1 ppm. В долеритах и габбро-долеритах (образцы 93538, 93561, 93603 и 93617-1) слабо проявлена отрицательная Eu-аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,74\text{--}0,92$), в то время как образцы 69147-1 и 93624 характеризуются наличием слабо выраженной положительной Eu-аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,13\text{--}1,36$). В монцонит-порфирах отмечается умеренная отрицательная Eu-аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,71\text{--}0,81$), а в сиенитах отсутствует ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,02$; обр. 93578-3) или умеренно проявлена отрицательная Eu-аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,71$; обр. 93578-5). Во всех породах установлены низкие содержания Th (3,39–15,7 ppm) и U (0,74–3,35 ppm), величина отношения Th/U составляет в среднем 4,83. В распределении редких элементов (рис. 4, *б*) различимы колебания в концентрациях мобильных крупноионных литофильных элементов — Rb и Sr, а содержания менее подвижных высокзарядных элементов (Y, Zr, Nb и Ta) сравнительно выдержаны.

Результаты U-Pb исследования циркона. U-Pb изотопное исследование циркона выполнено по монофракциям этого минерала из долеритов (22 определения для двух образцов), габбро-долеритов (24 определения для двух образцов) и сиенитов (12 определений для одного образца — Олёкминский шток) (табл. 2). Исследуемая коллекция пород, из которой был выделен циркон для дальнейшего датирования Чаро-Синского дайкового пояса, не включает всего их разнообразия из-за отсутствия (или необнаружения) циркона в изученных образцах. Тем не менее данная выборка позволяет отразить возраст и последовательность образования пород исследуемого дайкового пояса.

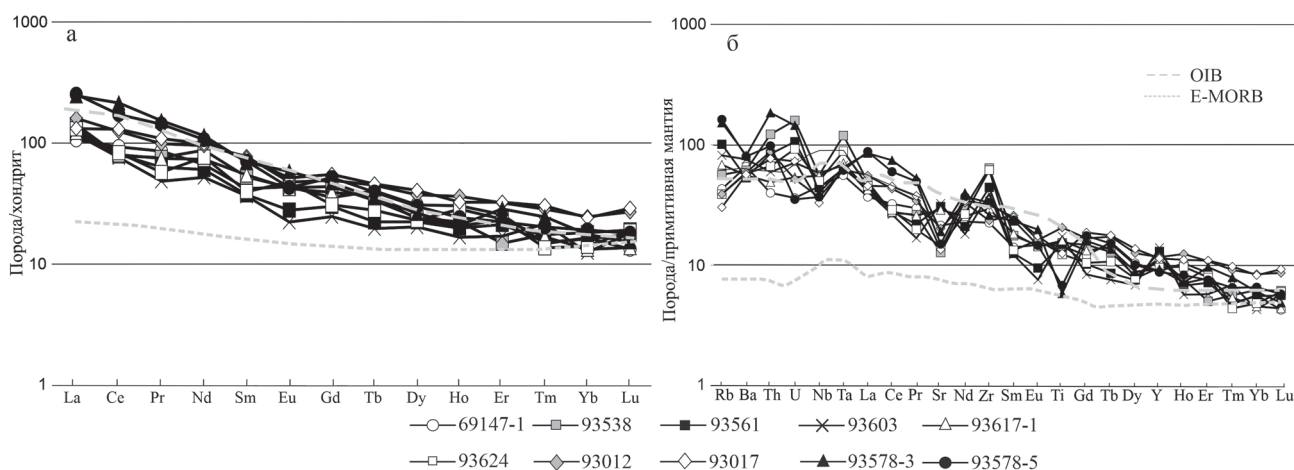


Рис. 4. Нормированные распределения [18] редкоземельных (а) и редких элементов (б) в породах Чаро-Синского дайкового пояса

Химический состав пород Чаро-Синского дайкового пояса

Элементы	Образцы									
	69147-1	93538	93561	93603	93617-1	93624	93012	93017	93578-3	93578-5
	Долериты			Габбро-долериты			Монцонит-порфиры		Сиениты	
Содержание петрогенных оксидов, мас. %										
SiO ₂	48,4	47,6	47,5	48,8	47,4	47,7	52,4	51,8	62,7	62,3
TiO ₂	3,13	3,32	3,68	3,23	3,75	3,48	2,67	2,71	1,26	1,47
Al ₂ O ₃	15,2	13,2	14,3	14,7	12,9	14,6	12,4	12,2	11,3	11,6
Fe ₂ O ₃	5,51	6,51	6,24	6,84	5,99	6,03	6,37	6,04	3,45	3,52
FeO	6,66	9,06	7,18	6,94	8,97	7,18	7,52	7,13	4,80	5,01
MnO	0,13	0,26	0,16	0,15	0,17	0,24	0,23	0,25	0,04	0,03
MgO	3,40	5,25	4,52	3,44	4,31	4,62	3,58	3,65	2,29	2,57
CaO	9,33	8,10	8,61	7,58	9,24	8,71	6,28	6,73	1,63	2,08
Na ₂ O	3,50	2,23	3,40	3,22	2,46	3,29	4,52	3,83	2,91	3,36
K ₂ O	1,93	1,29	1,87	2,49	1,91	1,80	1,24	1,56	6,59	6,49
P ₂ O ₅	0,49	0,45	0,63	0,79	0,53	0,56	0,62	0,64	0,36	0,31
LOI	0,96	1,30	1,77	0,60	0,97	1,78	2,20	3,12	2,67	1,36
Сумма	99,4	99,6	99,9	99,6	99,6	100	100	99,7	100	100
Na ₂ O+K ₂ O	5,43	3,52	5,27	5,71	4,37	5,09	5,76	5,39	9,50	9,85
K ₂ O/Na ₂ O	0,55	0,58	0,55	0,77	0,78	0,55	0,27	0,41	2,26	1,93
Содержание элементов-примесей, ppm										
Sc	24,6	22,2	30,4	26,5	34,3	29,7	23,4	26,8	15,4	18,2
V	239	103	318	220	355	264	265	318	141	128
Cr	10,4	8,69	16,1	2,41	21,3	13,2	6,26	9,87	19,4	17,6
Co	21,3	10,3	15,8	27,3	30,3	11,5	31,5	33,7	17,3	18,1
Ni	17,3	9,80	23,3	11,4	18,8	12,6	12,3	17,9	9,08	10,4
Rb	27,3	35,8	64,2	51,9	43,4	24,7	24,7	19,2	97,0	103
Sr	451	269	648	686	607	304	426	285	401	316
Y	40,6	51,9	59,2	63,5	50,3	43,5	53,1	51,8	42,1	39,8
Zr	252	717	496	439	330	691	263	354	290	371
Nb	32,2	40	31,4	41,5	39,4	35,7	26,2	23,5	28,4	26,3
Ba	460	430	372	530	390	406	412	396	571	559
La	25,4	33,9	29,8	28,0	29,2	31,3	38,2	31,4	58,5	60,3
Ce	57,3	48,3	49,5	46,8	49,3	51,2	76,7	80,2	132	106
Pr	8,21	7,26	6,04	4,63	7,14	5,47	9,45	10,4	14,6	13,7
Nd	31,2	41,1	28,4	24,5	34,5	35,9	44,8	46,6	54,0	50,2
Sm	6,47	8,08	5,76	5,62	8,39	6,12	11,9	11,5	10,7	10,9
Eu	2,54	2,51	1,63	1,30	2,46	2,78	2,78	3,01	3,40	2,51
Gd	7,32	9,02	6,21	5,11	8,07	6,38	10,2	11,4	9,69	10,7
Tb	1,52	1,26	0,84	0,74	1,38	1,05	1,69	1,73	1,33	1,48
Dy	7,89	6,19	5,72	5,19	6,01	5,88	9,56	10,4	6,72	7,65
Ho	1,73	1,27	1,13	0,95	1,18	1,62	2,07	1,85	1,20	1,38
Er	4,27	2,48	3,54	2,84	3,87	3,92	5,34	5,41	4,77	3,72
Tm	0,38	0,45	0,39	0,55	0,43	0,35	0,73	0,78	0,63	0,52
Yb	2,82	3,11	2,76	2,14	2,27	2,41	4,21	4,13	3,01	3,28
Lu	0,34	0,49	0,45	0,46	0,35	0,48	0,69	0,74	0,39	0,46
Ta	2,29	4,89	2,60	2,77	2,89	3,63	2,56	2,63	2,68	2,52
Th	3,39	10,4	7,14	5,05	4,16	5,65	7,47	6,53	15,7	8,32
U	0,76	3,35	2,23	1,49	1,13	1,94	1,09	1,53	3,05	0,74
ΣREE	157,4	165,4	142,2	128,9	154,5	154,9	218,3	219,5	300,1	272,8
La/Yb	9,02	10,9	10,8	13,1	12,8	13,0	9,07	7,60	19,4	18,4
Eu/Eu*	1,13	0,90	0,83	0,74	0,92	1,36	0,77	0,81	1,02	0,71

Примечание. Eu/Eu* = Eu_N/sqrt(Sm_N × Gd_N).

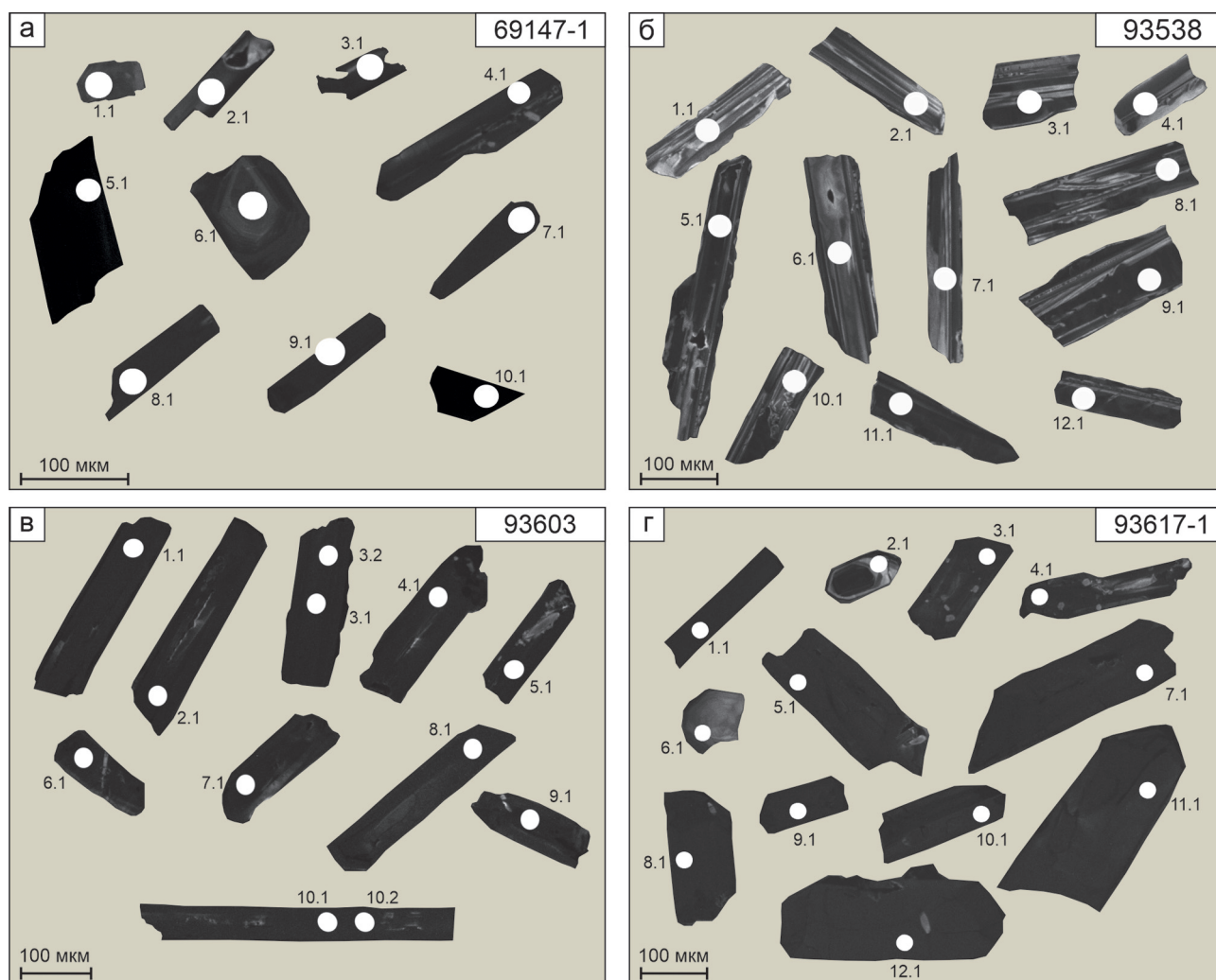


Рис. 5. Изображение изученных зерен циркона из долеритов (а, б) и габбро-долеритов (в, г) Чаро-Синского дайкового пояса в режиме CL

Кружками отмечено положение кратеров (диаметр около 20 мкм) при изотопно-геохимическом исследовании

Долериты. U-Pb изотопное датирование долеритов проводилось по циркону из обр. 69147-1 и обр. 93538 (рис. 5, а, б; 6, а, б). Циркон из обр. 69147-1 в основном представлен удлиненными призматическими кристаллами (50–150 мкм по удлинению, к. у. 1,5–5) и их обломками; реже зернами изометричной формы с неровными границами. В CL-изображении циркон практически черного цвета при полном отсутствии признаков ростовой зональности, за исключением одной точки 6.1 (рис. 5, а). U-Pb возраст по 6 точкам определен как 364 ± 3 млн лет (СКВО = 0,66; рис. 6, а). Содержание U и Th высокое, в среднем 1246 и 2735 ppm соответственно, отношение Th/U составляет в среднем 2,25. Для единичных зерен циркона (точки 1.1 и 6.1) получены значения древнего U-Pb возраста 1863 ± 17 и 1890 ± 16 млн лет. В изучаемых точках содержание U и Th низкое, в среднем 145 и 75,7 ppm соответственно, отношение Th/U в среднем равняется 0,54. Палеопротерозойский возраст совпадает со временем формирования структуры Сибирского кратона (2,10–1,84 млрд лет), и вероятно, циркон

с древним возрастом был захвачен породами Чаро-Синского дайкового пояса из фундамента [2].

В обр. 93538 циркон представлен коротко- и длиннопризматическими кристаллами (100–420 мкм по удлинению, к. у. 1,5–5) с корродированными границами. На изображении в CL зерна циркона имеют темно-серый оттенок с умеренным свечением и тонкоритмичной зональностью, часто нарушенной (рис. 5, б). Конкордантный возраст по всем 12 точкам составляет 374 ± 4 млн лет (СКВО = 0,26; рис. 6, б). Содержание U и Th в среднем не велико – 467 и 231 ppm соответственно, величина отношения Th/U – в среднем 0,61.

Габбро-долериты. Исследование циркона из габбро-долеритов проведено по материалу из двух образцов: 93603 и 93617-1 (рис. 5, в, г; 6, в, г). Циркон из обр. 93603 образует коротко- и длиннопризматические кристаллы (150–500 мкм по удлинению, к. у. 2–7), часто с изъеденными границами и слабовыраженной пятнистой окраской в темных тонах в CL-изображении (рис. 5, в). U-Pb возраст по всем 12 точкам составляет

Таблица 2

Данные U-Pb датирования пород Чаро-Синского дайкового пояса по циркону

Точка изме- рения	206Рb, %	Содержание, ppm			206Рb/238U возраст, млн лет	Изотопные отношения						Rho			
		U	Th	206Рb*		232Th 238U	238U 206Рb*	±, %	207Рb* 235U	±, %	206Рb* 238U		±, %		
Обр. 69147-1															
1.1	0,06	126	74,5	36,3	1863	± 17	3,0	1,1	0,1128	0,7	5,213	1,3	0,33520	1,1	0,84
2.1	0,24	234	183	10,8	337	± 3	19	1,0	0,0521	2,8	0,385	3,0	0,05363	1,0	0,34
3.1	3,16	1038	2438	54,4	370	± 6	17	1,7	0,0553	6,6	0,450	6,8	0,05900	1,7	0,26
4.1	0,06	943	1517	47,0	363	± 3	17	0,9	0,0530	1,1	0,424	1,4	0,05791	0,9	0,63
5.1	0,05	1352	2103	67,1	362	± 3	17	0,9	0,0530	0,8	0,422	1,2	0,05771	0,9	0,72
6.1	—	164	77,0	47,9	1890	± 16	3,0	1,0	0,1123	0,6	5,276	1,1	0,34070	1,0	0,87
7.1	0,04	1507	3103	75,2	364	± 3	17	0,9	0,0535	0,7	0,428	1,1	0,05802	0,9	0,77
8.1	0,00	1395	2602	74,8	390	± 3	16	0,9	0,0536	0,8	0,461	1,2	0,06245	0,9	0,72
9.1	0,18	1524	4243	77,9	372	± 4	17	1,0	0,0544	1,3	0,446	1,6	0,05938	1,0	0,61
10.1	—	1114	3010	55,5	364	± 4	17	1,0	0,0544	0,8	0,435	1,3	0,05805	1,0	0,81
Обр. 93538															
1.1	—	188	158	9,94	386	± 7	16	2,0	0,0540	2,9	0,459	3,5	0,06170	2,0	0,56
2.1	0,07	343	256	17,3	368	± 7	17	1,9	0,0537	2,3	0,435	3,0	0,05870	1,9	0,64
3.1	0,09	560	238	28,4	369	± 7	17	1,9	0,0535	1,8	0,436	2,6	0,05900	1,9	0,71
4.1	0,08	302	140	15,7	379	± 7	16	1,9	0,0547	2,4	0,457	3,1	0,06060	1,9	0,62
5.1	0,05	935	445	47,7	371	± 7	17	1,9	0,0537	1,4	0,439	2,4	0,05930	1,9	0,81
6.1	—	161	211	8,34	378	± 8	17	2,1	0,0542	3,2	0,451	3,8	0,06040	2,1	0,55
7.1	0,57	225	109	12,9	413	± 8	15	2,0	0,0543	4,5	0,495	4,9	0,06610	2,0	0,41
8.1	0,10	314	198	16,4	379	± 7	16	1,9	0,0540	2,4	0,451	3,1	0,06060	1,9	0,62
9.1	0,05	965	462	48,9	369	± 6	17	1,8	0,0546	1,4	0,443	2,3	0,05890	1,8	0,80
10.1	0,53	208	130	10,9	380	± 7	16	1,9	0,0524	4,7	0,439	5,1	0,06080	2,0	0,38
11.1	0,04	835	256	42,2	369	± 6	17	1,8	0,0553	1,4	0,446	2,4	0,05890	1,8	0,77
12.1	0,06	565	175	28,8	371	± 7	17	1,8	0,0553	1,7	0,448	2,6	0,05920	1,8	0,71
Обр. 93603															
1.1	0,13	1569	2370	83,7	388	± 4	16	1,0	0,0536	1,1	0,458	1,5	0,06198	1,0	0,68
2.1	0,24	3299	6752	183	403	± 4	15	1,0	0,0537	0,9	0,477	1,3	0,06446	1,0	0,75
3.1	0,18	2065	4420	111	392	± 4	16	1,0	0,0540	1,1	0,466	1,5	0,06267	1,0	0,69
3.2	0,12	1457	2422	78,3	391	± 4	16	1,1	0,0539	1,2	0,464	1,6	0,06246	1,1	0,67
4.1	0,19	2718	5375	153	407	± 4	15	1,0	0,0533	0,9	0,480	1,4	0,06524	1,0	0,74
5.1	4,47	1375	4587	76,3	386	± 4	16	1,1	0,0536	4,7	0,456	4,8	0,06172	1,1	0,22

6.1	0,16	2503	4488	136	1,85	394	± 4	16	1,0	0,0535	1,0	0,466	1,4	0,06311	1,0	0,73
7.1	0,10	1743	2684	92,3	1,59	385	± 4	16	1,0	0,0537	1,0	0,456	1,5	0,06157	1,0	0,70
8.1	0,17	1672	3535	91,7	2,18	398	± 4	16	1,0	0,0536	1,2	0,471	1,6	0,06376	1,0	0,64
9.1	0,08	4767	5906	265	1,28	404	± 4	15	10	0,0540	0,6	0,482	1,2	0,06473	1,0	0,86
10.1	0,13	3308	4758	185	1,49	405	± 4	15	1,0	0,0534	0,8	0,477	1,3	0,06487	1,0	0,78
10.2	0,08	3047	4152	165	1,41	394	± 4	16	1,0	0,0539	0,8	0,468	1,3	0,06300	1,0	0,80
Обр. 93617-1																
1.1	0,15	1341	2861	68	2,20	369	± 1	17	0,4	0,0537	2,0	0,436	2,1	0,05891	0,4	0,20
2.1	4,66	258	142	9,46	0,57	257	± 3	24	1,1	0,0542	11	0,304	11	0,04069	1,1	0,10
3.1	0,02	1578	3115	79,8	2,04	369	± 1	17	0,4	0,0541	1,0	0,439	1,0	0,05885	0,4	0,33
4.1	0,58	1848	1616	93,5	0,90	367	± 1	17	0,4	0,0529	1,5	0,427	1,5	0,05855	0,4	0,25
5.1	0,02	2435	6442	130	2,73	388	± 1	16	0,3	0,0534	0,8	0,457	0,9	0,06207	0,3	0,34
6.1	0,00	223	68,7	12,9	0,32	420	± 3	15	0,8	0,0548	2,4	0,508	2,5	0,06726	0,8	0,31
7.1	0,13	2038	7245	107	3,67	382	± 1	16	0,4	0,0528	1,0	0,444	1,1	0,06109	0,4	0,34
8.1	0,11	2390	6487	125	2,81	381	± 1	16	0,3	0,0527	0,9	0,442	0,9	0,06094	0,3	0,32
9.1	0,02	2243	5995	115	2,76	372	± 1	17	0,3	0,0539	0,8	0,442	0,9	0,05947	0,3	0,34
10.1	0,03	1045	2595	52,6	2,57	367	± 1	17	0,4	0,0539	1,2	0,435	1,3	0,05852	0,4	0,32
11.1	0,06	2076	3657	106	1,82	372	± 1	17	0,4	0,0537	0,9	0,439	1,0	0,05934	0,4	0,37
12.1	0,16	1379	2919	69,7	2,19	368	± 1	17	0,4	0,0539	1,3	0,437	1,4	0,05876	0,4	0,27
Обр. 93578-3																
1.1	0,98	37,6	30,0	2,03	0,82	388	± 10	16	2,6	0,0513	11	0,440	12	0,06210	2,6	0,22
2.1	0,37	135	125	6,71	0,95	361	± 7	17	2,0	0,0542	4,8	0,430	5,2	0,05760	2,0	0,39
3.1	1,55	32,7	19,2	1,72	0,61	377	± 11	17	3,1	0,0599	14	0,498	15	0,06030	3,1	0,21
4.1	1,41	2186	959	39,4	0,45	132	± 2	48	1,8	0,0466	4,3	0,133	4,7	0,02068	1,8	0,39
5.1	1,07	72,8	68,1	3,73	0,97	369	± 8	17	2,3	0,0552	14	0,449	14	0,05900	2,3	0,17
6.1	0,00	69,4	49,7	3,46	0,74	364	± 8	17	2,3	0,0578	5,5	0,463	5,9	0,05810	2,3	0,38
7.1	0,54	144	141	7,37	1,01	370	± 7	17	2,0	0,0563	5,2	0,458	5,6	0,05910	2,0	0,37
8.1	0,66	117	107	6,02	0,94	372	± 8	17	2,1	0,0555	8,2	0,455	8,5	0,05950	2,1	0,25
9.1	1,43	90,3	89,2	4,70	1,02	373	± 9	17	2,4	0,0508	12	0,418	13	0,05960	2,4	0,19
10.1	2,17	61,0	60,4	3,17	1,02	370	± 9	17	2,4	0,0521	12	0,425	12	0,05910	2,4	0,20
11.1	1,53	50,3	40,0	2,64	0,82	377	± 9	17	2,5	0,0589	11	0,489	12	0,06020	2,5	0,22
12.1	0,96	142	170	7,31	1,24	371	± 7	17	2,1	0,0536	7,5	0,439	7,8	0,05930	2,1	0,26

Примечания. Pb₀ и Pb* – обыкновенный и радиогенный свинец. Ошибки при калибровке стандарта 0,37 % (обр. 69147-1), 0,50 % (обр. 93538, 93578-3) и 0,43 % (обр. 93603), 0,24 % (обр. 93617-1) не включены в указанные выше ошибки, но требуются при сравнении данных из разных источников. Коррекция на обыкновенный свинец при расчете возраста по измеренному ²⁰⁴Pb. Rho – коэффициент корреляции ошибок.

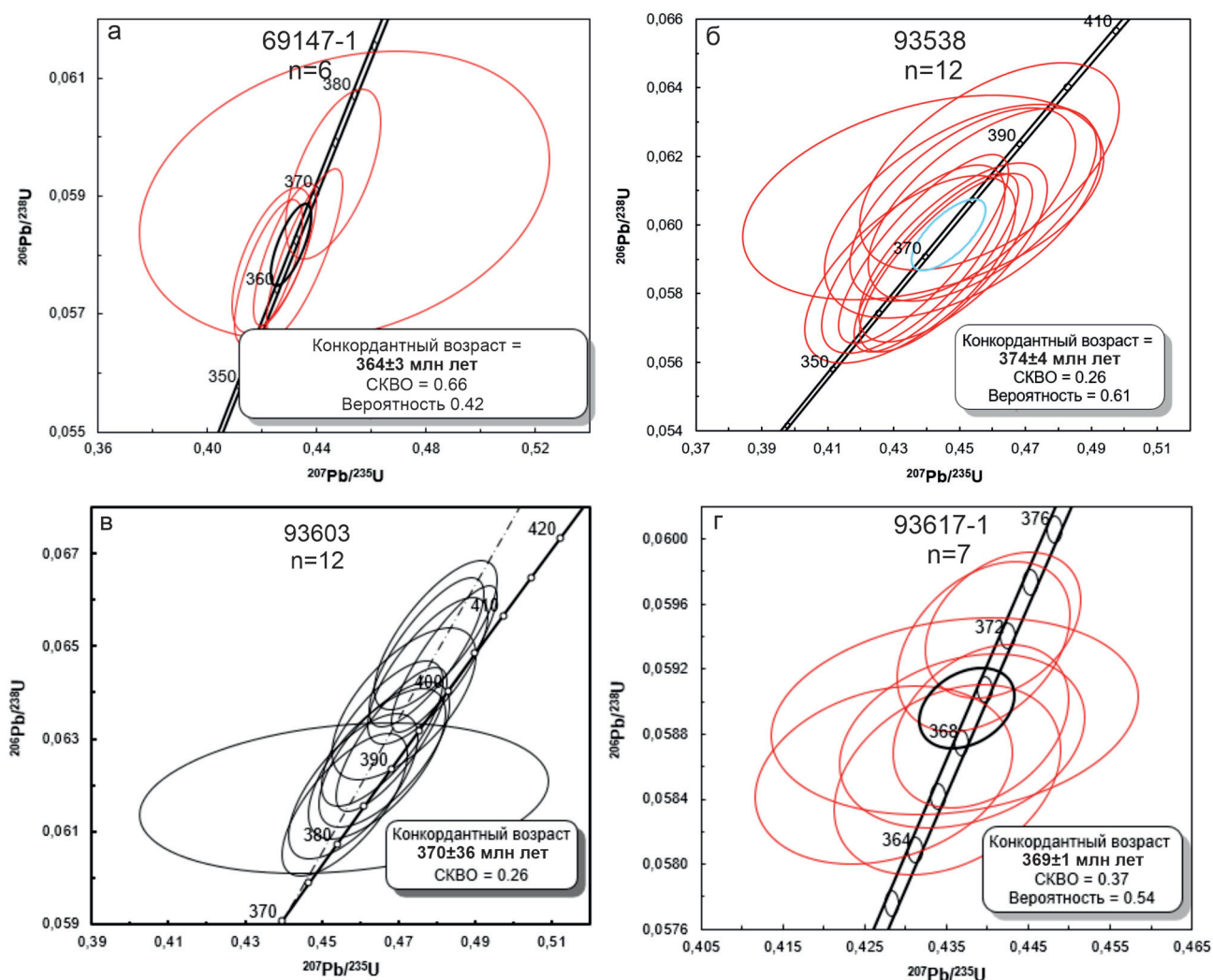


Рис. 6. Графики с конкордией для циркона из долеритов (а, б) и габбро-долеритов (в, г) Чаро-Синского дайкового пояса

370 ± 36 млн лет (СКВО = 0,26; рис. 6, в). Содержание U и Th аномально высокое, в среднем – 2460 и 4287 ppm соответственно, отношение Th/U в среднем – 1,91.

В обр. 93617-1 циркон в основном представлен обломками длиннопризматических кристаллов (100–350 мкм по удлинению, к. у. 1,5–3,5). В CL-изображении зерна циркона темные, вплоть до черных с пятнистой окраской в темных тонах, за исключением точек 2.1 и 6.1 (рис. 5, г). Циркон в точке 2.1 характеризуется отчетливо выраженной ростовой осцилляционной зональностью и секториальностью, а циркон в точке 6.1 отличается более светлой окраской. Конкордантный возраст по 7 точкам составляет 369 ± 1 млн лет (СКВО = 0,37; рис. 6, г). Содержание U и Th аномально высокое, в среднем – 1693 и 3750 ppm соответственно, величина отношения Th/U в среднем – 2,27.

Сиениты. U-Pb изотопное датирование сиенитов проводилось по циркону из обр. 93578-3 (Олёкминский шток) (рис. 7). Циркон представлен длиннопризматическими, субидiomорфными

кристаллами (120–370 мкм по удлинению, к. у. 1,7–3,3) и их обломками. В CL-изображении краевая область зерен обладает более светлым цветом, чем центральная; в большинстве зерен наблюдается ростовая зональность и секториальность или ее следы (рис. 7, а). U-Pb возраст по 11 точкам определен как 371 ± 5 млн лет (СКВО = 0,88; рис. 7, б). Содержание U и Th низкое, в среднем 86 и 82 ppm соответственно, отношение Th/U составляет в среднем 0,92. Единственное измерение темно-серого циркона в краевой зоне (точка 4.1), отличающегося крайне высоким содержанием U – 2186 ppm и Th – 959 ppm при величине отношения Th/U – 0,45, показало заниженное значение U-Pb возраста 132 ± 2 млн лет, поэтому точка 4.1 не учитывалась при расчете конкордантного возраста для образца.

Обсуждение результатов и выводы. Чаро-Синский дайковый пояс представлен интрузивами высококальциевых долеритов и габбро-долеритов, умереннокальциевых монзонит-порфиров и ультракальциевых сиенитов и сиенит-порфиров. Низкие

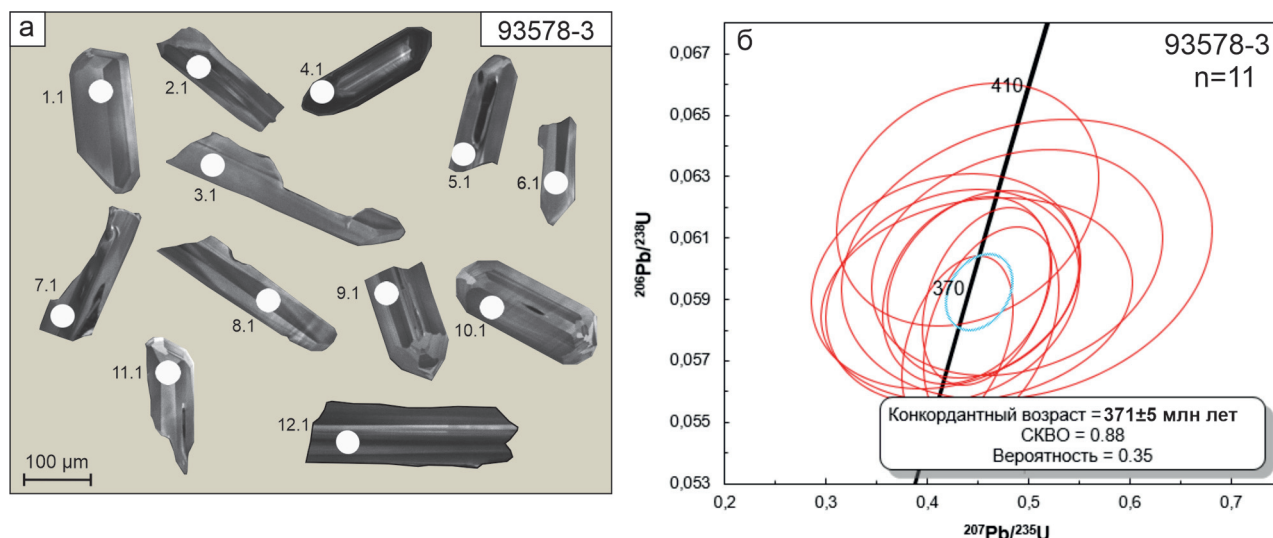


Рис. 7. U-Pb возраст циркона из сиенитов Чаро-Синского дайкового пояса

а – CL-изображение циркона с положением точек измерений, б – график с конкордией

содержания MgO в изученных породах указывают, что материнские для них расплавы испытали фракционирование уже до подъема к поверхности. Судя по спектрам распределения редких и редкоземельных элементов, породы по составу близки к базальтам океанических островов (ОИВ). Вероятно, субстратом плавления для среднепалеозойского магматизма была однородная умеренно деплетированная мантия плюма [6]. На мульти-элементной диаграмме спектры распределения микроэлементов демонстрируют преимущественно положительные аномалии Ti, Nb и Ta (TNT). Отсутствие TNT-минимума исключает заметное влияние корового материала на исходный состав расплавов. В целом по особенностям распределения петрогенных, редких и редкоземельных элементов изученные породы имеют значительную схожесть с среднепалеозойскими интрузивами Вилюйского рифта, в частности с Вилюйско-Мархинским дайковым поясом [6; 9; 15].

Полученные данные изотопного датирования циркона U-Pb методом показали, что формирование пород Чаро-Синского дайкового пояса в среднем течении р. Лена произошло в относительно короткий промежуток времени 364–374 млн лет, который укладывается во временные рамки позднего девона. Отношение Th/U во всех исследованных цирконах варьируется от 0,32 до 3,67 при среднем 1,45. Полученные величины соответствуют значениям для циркона магматического происхождения и, вероятно, свидетельствуют о магматической кристаллизации минерала [12]. Таким образом, проведенные авторами геохронологические исследования не противоречат возрасту пород, установленному ранее другими авторами [5; 6; 9; 10; 15–17], и полностью соответствуют возрастному интервалу (357–379 млн лет) девонского дайкового магматизма в крупной Якутско-Вилюйской изверженной провинции.

На сегодняшний день выявленные алмазоносные кимберлитовые трубки располагаются в пределах Вилюйско-Мархинского дайкового пояса, обрамляющего Вилюйский рифт с северо-запада. Вместе с тем имеющиеся фактические данные указывают, что алмазоносные тела могут быть найдены в юго-восточной части рифта [4; 5; 7]. Согласно полученным петролого-геохимическим особенностям и возрастным характеристикам, породы Чаро-Синского дайкового пояса в среднем течении р. Лена идентичны интрузивам Вилюйско-Мархинского дайкового пояса, что в свою очередь свидетельствует о синхронности формирования и генетической связи этих поясов, пространственно значительно удаленных друг от друга. Вероятно, мощные толщи платформенного чехла и неравномерная изученность территории затрудняют обнаружение кимберлитового магматизма, перспективного на выявление промышленно значимых объектов на алмазы. Вышесказанное позволяет предполагать рассматриваемую территорию благоприятной для обнаружения высокопродуктивных алмазоносных кимберлитов.

Авторы выражают признательность Н. В. Родионову и П. А. Львову (ЦИИ ВСЕГЕИ) за помощь в изучении цирконов, а также В. В. Шатову (ВСЕГЕИ) за консультации на различных этапах составления и написания текста статьи.

1. Гайдук В. В. Вилюйская среднепалеозойская рифтовая система. – Якутск: ЯФ СО АН СССР. – 1988. – 128 с.

2. Донская Т. В. Возраст и источники палеопротерозойских дометаморфических гранитоидов Голоустенского блока Сибирского кратона: геодинамические следствия / Т. В. Донская, Д. П. Гладкочуб, А. М. Мазукабзов, Е. Н. Лепехина // Петрология. – 2016. – Т. 24, № 6. – С. 587–606. DOI: 10.7868/S0869590316050046

3. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. — М.: Недра, 1990. — Т. 2. — 334 с.
 4. Избеков Э. Д., Подъячев Б. П., Афанасьев В. П. Признаки симметричной алмазоносности восточной части Сибирской платформы (относительно оси Вилуйской синеклизы) // Докл. РАН. — 2006. — Т. 411, № 3. — С. 352–353. DOI: 10.31857/S0016777020040024
 5. Киселёв А. И. Пространственно-временные отношения среднепалеозойских базитов и алмазоносных кимберлитов на северо-западном плече Вилуйского рифта (Сибирский кратон) / А. И. Киселёв, В. В. Ярмолюк, А. В. Иванов, К. Н. Егоров // Геология и геофизика. — 2014. — Т. 55, № 2. — С. 185–196. DOI: <http://dx.doi.org/10.15372/GiG201400202>
 6. Киселёв А. И. Чаро-Синский дайковый рой в структуре среднепалеозойской Вилуйской рифтовой системы (Сибирский кратон) / А. И. Киселёв, К. М. Константинов, В. В. Ярмолюк, А. В. Иванов // Докл. РАН. — 2016. — Т. 471, № 2. — С. 209–213. DOI: 10.7868/S0869565216320220
 7. Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В. Вулканизм и тектоника Патомско-Вилуйского среднепалеозойского авлакогена. — М.: Недра. — 1975. — 183 с.
 8. Полянский О. П. Рифтогенная природа формирования Вилуйского бассейна (Восточная Сибирь) на основе реконструкций осадконакопления и механико-математических моделей / О. П. Полянский, А. В. Прокопьев, А. В. Бабичев, С. Н. Коробейников, В. В. Ревердатто // Геология и геофизика. — 2013. — Т. 54, № 2. — С. 163–183.
 9. Прокопьев А. В. Среднепалеозойский и среднетриасовый импульсы траппового магматизма на востоке Сибирской платформы: результаты первых $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датировок долеритовых силлов / А. В. Прокопьев, О. П. Полянский, О. В. Королева, Д. А. Васильев, М. Д. Томшин, В. В. Ревердатто, С. А. Новикова // Докл. РАН. — 2020. — Т. 490, № 1. — С. 7–11. DOI: 10.31857/S2686739720010090
 10. Courtillot V. Preliminary dating of the Viluy traps (Eastern Siberia): eruption at the time of Late Devonian extinction events? / V. Courtillot, V. A. Kravchinsky, X. Quidelleur, P. R. Renne, D. P. Gladkochub // Earth and Planetary Science Letters. — 2010. — Vol. 300. — Pp. 239–245. DOI: 10.1016/j.epsl.2010.09.045
 11. Ernst R. E., Buchan K. L. The use of mafic dike swarms in identifying and locating mantle plumes // Geological Society of America, Special Paper. — 2001. — Vol. 352. — Pp. 247–266.
 12. Hoskin P. W. O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. — 2003. — Vol. 53, no. 1. — Pp. 27–62. DOI: 10.2113/0530027
 13. Kiselev A. I. Radiating rifts and dyke swarms of the Middle Paleozoic Yakutsk plume of eastern Siberian craton / A. I. Kiselev, R. E. Ernst, V. V. Yarmolyuk, K. N. Egorov // Journal of Asian Earth Sciences. — 2012. — Vol. 45. — Pp. 1–16. DOI: 10.1016/j.jseas.2011.09.004
 14. Ludwig K. R. Using Isoplot/Ex, Version 2.01: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. — Berkeley Geochronology Center Special Publication. — 1999. — No. 1a. — 47 p.
 15. Polyansky O. P. Temporal correlation between dyke swarms and crustal extension in the Middle Palaeozoic Vilyui rift basin, Siberian platform / O. P. Polyansky, A. V. Prokopiev, O. V. Koroleva, M. D. Tomshin, V. V. Reverdatto, A. Yu. Seylatskiy, A. V. Travin, D. A. Vasiliev // Lithos. — 2017. — Vol. 282/283. — Pp. 45–64. DOI: 10.1016/j.lithos.2017.02.020
 16. Powerman V. Palaeogeography of the Siberian platform during Middle Palaeozoic times (~ 450–400 Ma): new palaeomagnetic evidence from the Lena and Nyuya rivers / V. Powerman, A. Shatsillo, R. Coe, Xixi Zhao, D. Gladkochub, R. Buchwaldt, V. Pavlov // Geophysical Journal International. — 2013. — Vol. 194. — Pp. 1412–1440. DOI: 10.1093/gji/ggt197
 17. Ricci J. New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K–Ar ages of the Viluy traps (Eastern Siberia): further evidence for a relationship with the Frasnian–Famennian mass extinction / J. Ricci, X. Quidelleur, V. Pavlov, S. Orlov, A. Shatsillo, V. Courtillot // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. — 2013. — Vol. 386. — Pp. 531–540. DOI: 10.1016/j.palaeo.2013.06.020
 18. Sun S.-S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society, London, Special Publications. — 1989. — Vol. 42. — Pp. 313–345.
 19. Williams I. S. U–Th–Pb geochronology by ion microprobe // Reviews in Economic Geology. — 1998. — Vol. 7. — Pp. 1–35.
-
1. Gayduk V. V. Vilyuyskaya srednepaleozoyskaya riftovaya Sistema [Vilyui Middle Paleozoic rift system]. Yakutsk, 1988, 128 p.
 2. Donskaya T. V., Gladkochub D. P., Mazukabzov A. M., Lepekhnina E. N. Age and sources of the Paleoproterozoic premetamorphic granitoids of the Goloustnaya block of the Siberian Craton: geodynamic applications. *Petrology*, 2016, vol. 24, no. 6, pp. 587–606. (In Russian). DOI: 10.7868/S0869590316050046
 3. Zonenshayn L. P., Kuz'min M. I., Natapov L. M. Tektonika litosfernykh плит territorii SSSR [Tectonics of lithospheric plates in the territory of the USSR]. Moscow, Nedra, 1990, vol. 2, 334 p.
 4. Izbekov E. D., Podiachev B. P., Afanasiev V. P. Signs of symmetrical diamond content of the eastern part of Siberian Platform (with regard to Vilyui syncline axis). *Doklady Earth Sciences*, 2006, vol. 411, no. 3, pp. 352–353. (In Russian). DOI: 10.31857/S0016777020040024
 5. Kiselev A. I., Yarmolyuk V. V., Ivanov A. V., Egorov K. N. Middle Paleozoic basaltic and kimberlitic magmatism in the northwestern shoulder of the Vilyui Rift, Siberia: relations in space and time. *Russian Geology and Geophysics*, 2014, vol. 55, no. 2, pp. 185–196. (In Russian). DOI: <http://dx.doi.org/10.15372/GiG201400202>
 6. Kiselev A. I., Konstantinov K. M., Ivanov A. V., Yarmolyuk V. V. The Chara–Sina dyke swarm in the structure of the Middle Paleozoic Vilyui rift system (Siberian Craton). *Doklady Earth Sciences*, 2016, vol. 471, no. 2, pp. 209–213. (In Russian). DOI: 10.7868/S0869565216320220
 7. Masaytis V. L., Mikhaylov M. V., Selivanovskaya T. V. Vulkanizm i tektonika Patomsko-Vilyuyskogo srednepaleozoy-skogo avlakogena [Volcanism and tectonics of the Patomsko-Vilyui Middle Paleozoic aulacogen]. Moscow, Nedra, 1975, 183 p.
 8. Polyanskii O. P., Prokop'ev A. V., Babichev A. V., Korobeynikov S. N., Reverdatto V. V. The rift origin of the Vilyui Basin (East Siberia), from reconstructions of sedimentation and mechanical mathematical modeling. *Russian Geology and Geophysics*, 2013, vol. 54, no. 2, pp. 163–183. (In Russian).
 9. Prokopiev A. V., Polyansky O. P., Koroleva O. V., Vasiliev D. A., Tomshin M. D., Reverdatto V. V., Novikova S. A. The Mid-Paleozoic and Mid-Triassic pulses of trap magmatism in the east of the Siberian platform: evidence from the first $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotope dating of dolerite sills. *Doklady Earth Sciences*, 2020, vol. 490, no. 1, pp. 7–11. (In Russian). DOI: 10.31857/S2686739720010090
 10. Courtillot V., Kravchinsky V. A., Quidelleur X., Renne P. R., Gladkochub D. P. Preliminary dating of the Viluy traps (Eastern Siberia): eruption at the time of Late Devonian

- extinction events? *Earth and Planetary Science Letters*, 2010, vol. 300, pp. 239–245. DOI: 10.1016/j.epsl.2010.09.045
11. Ernst R. E., Buchan K. L. The use of mafic dike swarms in identifying and locating mantle plumes. *Geological Society of America, Special Paper*, 2001, vol. 352, pp. 247–266.
12. Hoskin P. W. O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2003, vol. 53, no. 1, pp. 27–62. DOI: 10.2113/0530027
13. Kiselev A. I., Ernst R. E., Yarmolyuk V. V., Egorov K. N. Radiating rifts and dyke swarms of the Middle Paleozoic Yakutsk plume of eastern Siberian craton. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2012, vol. 45, pp. 1–16. DOI: 10.1016/j.jseaes.2011.09.004
14. Ludwig K. R. *Using Isoplot/Ex, Version 2.01: a geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1999, no. 1a, 47 p.
15. Polyansky O. P., Prokopyev A. V., Koroleva O. V., Tomshin M. D., Reverdatto V. V., Selyatitsky A. Yu., Travin A. V., Vasiliev D. A. Temporal correlation between dyke swarms and crustal extension in the Middle Palaeozoic Vilyui rift basin, Siberian platform. *Lithos*, 2017, vol. 282/283, pp. 45–64. DOI: 10.1016/j.lithos.2017.02.020
16. Powerman V., Shatsillo A., Coe R., Zhao Xixi, Gladkochub D., Buchwaldt R., Pavlov V. Palaeogeography of the Siberian platform during Middle Palaeozoic times (~ 450–400 Ma): new palaeomagnetic evidence from the Lena and Nyuya rivers. *Geophysical Journal International*, 2013, vol. 194, pp. 1412–1440. DOI: 10.1093/gji/ggt197
17. Ricci J., Quidelleur X., Pavlov V., Orlov S., Shatsillo A., Courtillot V. New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K–Ar ages of the Viluy traps (Eastern Siberia): further evidence for a relationship with the Frasnian–Famennian mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2013, vol. 386, pp. 531–540. DOI: 10.1016/j.palaeo.2013.06.020
18. Sun S.-S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 1989, vol. 42, pp. 313–345.
19. Williams I. S. U–Th–Pb geochronology by ion microprobe. *Reviews in Economic Geology*, 1998, vol. 7, pp. 1–35.

Гузов Владислав Евгеньевич — геолог, ВСЕГЕИ¹. <vladislav_guzev@vsegei.ru>; аспирант, Санкт-Петербургский горный университет (СПГУ). 21-я линия, Васильевский остров, д. 2, Санкт-Петербург, Россия, 199106. <s195007@stud.spmi.ru>

Козлов Глеб Александрович — аспирант, геолог, ВСЕГЕИ¹. <gleb_kozlov@vsegei.ru>

Терехов Артем Валерьевич — канд. геол.-минерал. наук, зам. зав. отделом, ВСЕГЕИ¹. <artem_terekhov@vsegei.ru>

Молчанов Анатолий Васильевич — доктор геол.-минерал. наук, зав. отделом, ВСЕГЕИ¹. <anatoly_molchanov@vsegei.ru>

Лебедев Иван Олегович — ведущий геолог, ВСЕГЕИ¹. <ivan_lebedev@vsegei.ru>

Светлова Юлия Леонидовна — геолог, ВСЕГЕИ¹. <yuliya_svetlova@vsegei.ru>

Guzev Vladislav Evgen'evich — Geologist, VSEGEI¹. <vladislav_guzev@vsegei.ru>; Ph. D. Student, Saint-Petersburg Mining University (SPMU). 21st Line, St. Petersburg, Russia, 199106. <s195007@stud.spmi.ru>

Kozlov Gleb Aleksandrovich — Ph. D. Student, Geologist, VSEGEI¹. <gleb_kozlov@vsegei.ru>

Terekhov Artem Valer'evich — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Deputy Head of the Department, VSEGEI¹. <artem_terekhov@vsegei.ru>

Molchanov Anatoly Vasilyevich — Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Head of Department, VSEGEI¹. <anatoly_molchanov@vsegei.ru>

Lebedev Ivan Olegovich — Leading Geologist, VSEGEI¹. <ivan_lebedev@vsegei.ru>

Svetlova Yulia Leonidovna — Geologist, VSEGEI¹. <yuliya_svetlova@vsegei.ru>

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

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

В. И. АСТАХОВ (ВСЕГЕИ, СПбГУ),
Л. Е. ПЕСТОВА, В. К. ШКАТОВА (ВСЕГЕИ)

Лёссы Российской Федерации: распространение и возраст

Одним из продуктов многолетних работ ВСЕГЕИ по составлению Карты четвертичных образований России в формате ГИС является схематическая карта лёссовидов. К ней в качестве объяснительной записки предлагается настоящий иллюстрированный обзор лёссовидов, т. е. пылеватых четвертичных пород, именуемых также лёссами и лёссовидными отложениями. Информация получена из государственных геологических карт масштаба 1 : 1 000 000 двух последних поколений и дополнена литературными данными. Картируемые объекты включают карбонатный лёсс с палеопочвами в южных районах, лёссовидные алевриты севера, переслаивание лёссовидов с водноосадочными отложениями Сибири и льдистые алевриты Арктики. Толщи лёссовидов показаны в рамках крупных стратиграфических интервалов: 1 — верхнего неоплейстоцена, 2 — среднего-верхнего неоплейстоцена, 3 — эоплейстоцена — верхнего неоплейстоцена и 4 — всего плейстоцена. Многочисленные палеопочвы отражают прерывистый субаэральный процесс, независимый от агентов водной аккумуляции. Они служат маркирующими уровнями в климатической стратиграфии квартера.

Ключевые слова: лёсс, лёссовидные отложения, едома, палеопочва, Российская Федерация.

V. I. ASTAKHOV (VSEGEI, SPbU),
L. YE. PESTOVA, V. K. SHKATOVA (VSEGEI)

Loessoids of the Russian Federation: distribution and age

One of byproducts of the ongoing VSEGEI project of compiling the GIS Quaternary Map of Russia is the sketch map of loessoids, i.e. silty rocks, also called loess and loess-like deposits. This illustrated essay is an explanatory note to the sketch map. The information is derived from standard national geological maps, scale 1:1,000,000, of the last two generations and complemented by literature data. The mapped targets are loessoid units, including southern carbonate loess with paleosols, loess-like silts of northern terrains, intercalations of loessic sediments with waterlain facies in Siberia and icy silts in the Arctic. The loessoid formations are classified according to the wide stratigraphic ranges: 1 — the Upper Pleistocene, 2 — the Middle Pleistocene plus the Upper Pleistocene, 3 — the late Lower Pleistocene to the Upper Pleistocene and 4 — the entire Pleistocene. Numerous paleosols reflect an intermittent subaerial process independent of water accumulation agents. They serve as important markers in Quaternary climatic stratigraphy.

Keywords: loess, loessoid, yedoma, paleosol, Russian Federation.

Для цитирования: Астахов В. И., Пестова Л. Е., Шкатова В. К. Лёссы Российской Федерации: распространение и возраст // Региональная геология и металлогения. — 2021. — № 87. — С. 42–60.
DOI: 10.52349/0869-7892_2021_87_42-60

Введение. Лёссы — приповерхностные породы преимущественно пылеватого состава, иначе именуемые лёссами и лёссовидными отложениями, давно известны как важнейший в геоисторическом и прикладном аспектах элемент четвертичного покрова. Эти образования составляют главный субстрат русского чернозема (почвенный горизонт С), а также ввиду своей подверженности быстрым изменениям под воздействием водных масс — весьма непростое основание строительных сооружений. Помимо экономического значения, лёссовые толщи с древними погребенными почвами дают ключ к решению многих стратиграфических вопросов, поскольку они наравне с океаническими осадками почти непрерывно отражают ход палеоклиматических изменений в четвертичное время. Представленная ниже предварительная картосхема

распространения разновозрастных лёссовидных пород (рис. 1) является одним из результатов обобщения материалов по четвертичной геологии России в процессе составления Карты четвертичных образований м-ба 1 : 2 500 000 во ВСЕГЕИ.

Лёссы и лёссовиды. Проблема лёсса дискутируется с незапамятных времен. Двухсотлетняя дискуссия принесла различные идеи о происхождении лёсса и других аспектах проблемы, таких как определение лёсса, его состав, литологические и седиментологические варианты, стратиграфическое значение, просадочность и др. Для геологического картографирования лёссовых и лёссовидных пород требуется классификация, пригодная для легенд к четвертичным картам. Любая классификация неизбежно упирается в определение лёсса, необходимое для отличия

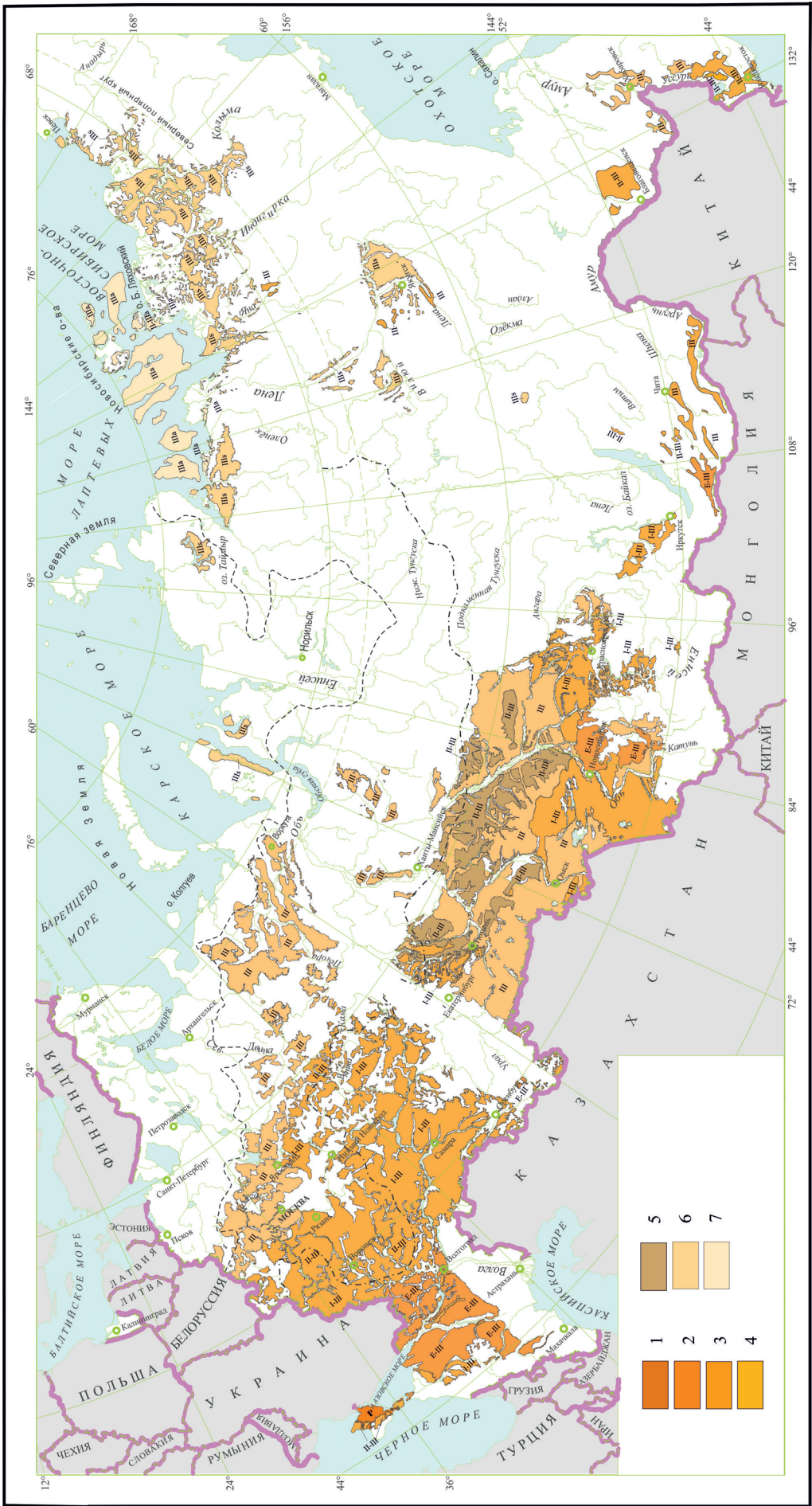


Рис. 1. Карта лёссовидов территорий и прилегающих акваторий Российской Федерации

1, 2 — карбонатная лёссово-почвенная толща с красной глиной в основании, мощность более 100 м; 3 — палево-бурый лёсс с палеопочвами мощностью около 20 м; 4 — тонкий (до 15 м) покров вышележающего лёсса и лёссовидных алевроитов; 5 — лёссовидные алевроиты, переслаивающиеся с озерными и флювиальными отложениями; 6 — льдистые лёссовиды Пш (субарктическая едома); 7 — высокольдистые лёссовиды Пш (арктическая едома).

Индексами показаны стратиграфические интервалы лёссовидов максимальной для данного региона мощности: Р — весь плейстоцен, включая телазий (для Крыма), Е-Пш — эоплейстоцен и неоплейстоцен, I-Пш — неоплейстоцен (послеотложения выше магнитостратиграфической границы Брюнес — Матуйа), II-Пш — средний и верхний неоплейстоцен, III — верхний неоплейстоцен. Криогенно-эоловые отложения: II-Пш — средний-верхний неоплейстоцен двуслойной арктической едомы, Пш — верхний неоплейстоцен высокольдистой арктической едомы, Пш — верхний неоплейстоцен субарктической едомы (мерзлые алевроиты с полигонально-жильными льдами). Границы главных покровных оледенений: штриховая линия — максимального в позднем неоплейстоцене, штрих-пунктир — максимального в четвертичном периоде.

его от других сходных отложений. Различные определения зависят от оценки роли главных стадий образования лёсса: происхождения исходной пыли, способа ее транспортировки и постседиментационных изменений.

Долгая история лёссовых дебатов произвела две основные концепции. Первая, очень популярная в Северной Америке и Западной Европе, принимает во внимание только две первые стадии лёссообразования и определяет лёсс как «осадок, захваченный, перенесенный и отложенный ветром и представленный в основном частицами алевритового (2–50 микрон) размера [30].

Похожее определение предложено и в Англии. Согласно К. Паю (К. Рye, 1995), лёсс — это субаэриально отложенная ветровая пыль, а другие лёссовидные отложения, созданные под влиянием разных литогенетических процессов, именуются «вторичным лёссом». Упрощенные англо-американские определения вряд ли пригодны для всех лёссовидных алевритов, таких как аллювиальный лёсс, песчанистый или перемещенный по склону вторичный лёсс [28], и тем более первичных (не выветрелых!) смесей льда и пыли в Восточной Арктике (едомная свита якутского побережья), состоящих из чередующихся лент навеечного алеврита, сегрегационного и инъекционного льда и мохового начеса.

Другая концепция, предпочитаемая в Европе, особенно в бывшем Советском Союзе, Венгрии и Германии, подчеркивает фундаментальное значение диагенетических изменений для литологического облика лёссовых пород. Она констатирует, что «пыль становится лёссом только по прошествии какого-то времени в данной географической зоне, т. е. через диагенез в определенной географической среде» [35]. Эта альтернативная концепция, которая может быть названа «континентальной», подразумевает, что лёсс не просто скопление пыли ветром или любым другим агентом ее переноса, но результат сложного почвообразовательного процесса, именуемого облёссованием.

В этом смысле источник пыли и способ ее транспортировки не являются решающими факторами, они могут быть эоловыми или другого происхождения, но облёссование — необходимое условие. Закономерно, что континентальная концепция была развита там, где она больше всего требуется, т. е. в географически разнообразной Евразии, в которой приходится учитывать и картировать многочисленные вариации мелкозернистых отложений, переплетающихся с типичным лёссом.

Большинство геологов различают собственно лёсс и лёссовидные отложения по их физическим свойствам. Лёсс — это буровато-палевая массивная пористая (40–55 %) известковистая (5–30 %) порода, состоящая на 40–70 % из крупного (0,005–0,01 мм) алеврита, держащая вертикальные стенки и облегающая разные элементы рельефа. Обычный плейстоценовый лёсс представлен агрегатами — результатом цементации

и слипания тончайших частиц, большей частью глины [35].

При замачивании лёсс подвержен просадкам, провалам и даже обвалам. Осадки, имеющие часть этих свойств, именуются лёссовидными. Обычные элементы лёссовых толщ — погребенные почвы, отмечающие резкое падение скоростей аккумуляции лёссовой пыли. Типичный плейстоценовый лёсс в виде бледно-коричневого карбонатного крупного алеврита с многочисленными погребенными почвами обычно картируется на огромных площадях в южнорусских степях [16; 28]. Местами он бывает более глинистым, потому что сорванные ветром из третичных пород зерна глины при контакте с водой растворяются, производя глинистый цемент, замеченный И. А. Волковым (1971) на юге Западной Сибири.

Чтобы избежать путаницы, связанной с различиями в определении лёсса, в практике картирования Российской геологической службы ко всем алевритистым отложениям субаэриальной формации разных мощностей и состава — от типичных известковистых лёссов Южной России до льдистых алевритов арктической Сибири — применяется один термин «лёссоид» [18], заимствованный у аргентинских геологов, которые много десятилетий использовали его для обозначения всех лёссовидных пород независимо от их происхождения (М. Е. Teruggi, 1957). На российских геологических картах все такие отложения обозначаются заглавной буквой L с дополнительными подстрочными индексами генезиса и надстрочными — возраста.

Географические варианты лёссоидов. У северной границы своего распространения лёссовая серия имеет мощность не более 10–15 м, но она увеличивается до 100 м и более на юге, особенно на предгорных равнинах Кавказа, Алтая и Саян (рис. 2, А). Толщина глинисто-алевритового плаща с юга Русской равнины к границе последнего оледенения снижается от 60–100 м до 1–3 м параллельно с уменьшением его возраста от полного плейстоцена на юге до верхнего неоплейстоцена (верхнего валдая) на севере.

Обычный для южнорусских степей массивный лёсс, местами насыщенный известковыми стяжениями (рис. 2, Б), к северу постепенно сменяется ожелезненными лёссовидными алевритами, переходящими в нивейно-эоловые покровные пески. Они часто обнаруживаются в одних разрезах с солифлюкционными диамиктами и дюнными песками, образуя характерную северную формацию [2]. Крайний член субаэриальной формации — арктические льдистые алевриты, типичные для Восточной Сибири и прилегающего морского шельфа. Он широко известен как едомная свита, состоящая из мерзлых алевритов с мощными ледяными жилами.

Одновременно к северу характерные лёссовые свойства: карбонатность, пористость и просадочность — убывают, замещаясь свойствами других лёссовидных отложений, находящихся в той же

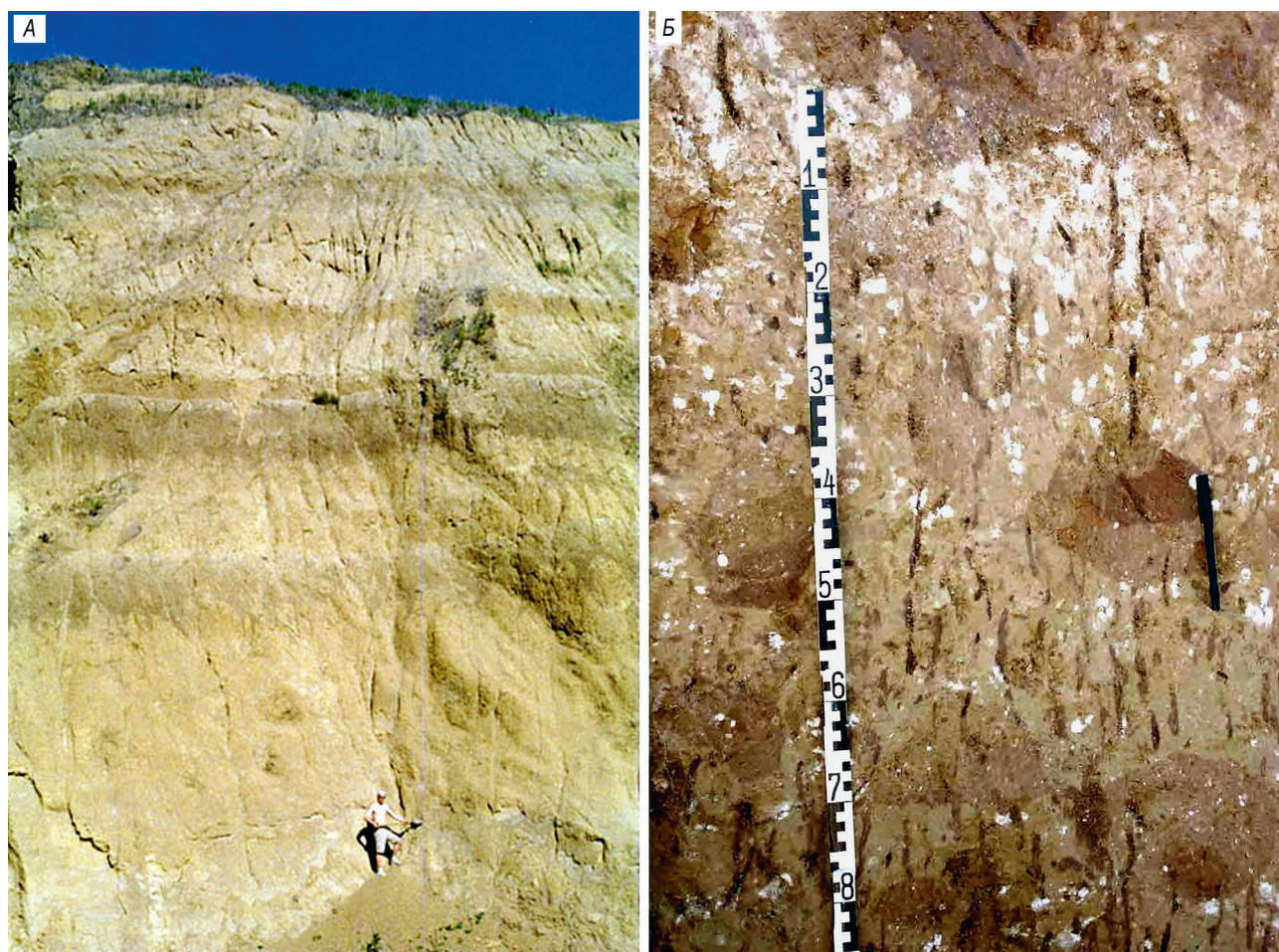


Рис. 2. Южные лёссы в естественных обнажениях

А — лёссы среднего-верхнего неоплейстоцена с темными полосами погребенных почв в предгорьях Западного Саяна к востоку от Красноярска, 56° с. ш. (фото В. И. Астахова);

Б — крупный план воронского педокомплекса на Азовском побережье с включениями карбоната кальция (белоглазка), ископаемых нор землероев и пятен ожелезнения [38]

геологической позиции. Характерной чертой, объединяющей лёссовидные отложения с типичным лёссом, является их плащеобразное залегание на всех элементах рельефа, за исключением пойм и горных склонов. Другие общие и важные черты — преобладание крупного алеврита в составе, массивная текстура и переслаивание с более тонкими биогенными слоями, такими как погребенные почвы, моховые начесы или торфяники.

Хотя лёссоиды обычно залегают в виде облекающего плаща, они иногда погребены под ледниковыми и водными отложениями. Их цвет варьируется от окисного палево-бурого до закисного серо-зеленоватого. Также и инженерные свойства колеблются от просадочности до плавунности тиксотропных грунтов и подверженности почвенной и овражной эрозии. Еще сложнее ситуация в их взаимоотношениях с палеопочвами, тонкими песками или подземным льдом, которые зависят от географического положения. Поэтому универсальная концепция генезиса для лёссоидов вряд ли возможна. Напротив, их многообразие ведет к непрерывным, хотя и в общем бесплодным,

дискуссиям о происхождении отдельных типов лёссоидов.

Согласно [18], аккумуляция лёссоидов контролируется палеогеографической зональностью. На физические свойства лёссоидов очевидно влияет и их современное географическое положение. В первую очередь это постседиментационные изменения почвенными и криогенными процессами. Но даже в плейстоцене на аккумуляцию влияли зональные и местные географические условия: ветровая пыль с разной скоростью осаждалась в аридных и семигумидных обстановках. Выпадающий из воздуха алеврит ложится не только на сухие междуречья, но и переувлажненные низины, где он немедленно осваивается гидроморфным почвообразованием. Это особенно заметно на севере Сибири, где алеврит часто аккумулировался в местных заболоченных термокарстовых и аллювиальных обстановках [18].

Некоторые особенности северных лёссовидных алевритов заметно отличают их от классического лёсса, несмотря на общее происхождение из продуктов дезинтеграции коренных пород,

перенесенных ветром. Это: 1 — окисно-железистые, а не карбонатные стяжения, 2 — большие объемы подземного льда в арктической Сибири, 3 — обычные грязевые потоки на пологих склонах вместо крайне редких просадок и 4 — отсутствие лёссовидных алевроитов на поймах в отличие от Средней Азии.

Механизм облессования неоднозначно трактуется разными авторами. Многие, вслед за Л. С. Бергом (1916), считают главным процессом педогенез, а другие предпочитают физико-химические процессы без заметного участия биологических процессов. Мерзлотоведы подчеркивают криогенное выветривание субстрата и механизм таяния-промерзания в качестве главного фактора облессования и развития открытой пористости. В общем, разнообразные процессы в приповерхностном слое выше уровня грунтовых вод могут привести к образованию агрегатов, карбонатных или железистых включений, макропор, в том числе полых трубочек по перегнившим стеблям трав [18].

Географическое разнообразие страны неминуемо отражается на процессах облессования и их оценке разными исследователями. Легко считать педогенез ведущим процессом на юге, а криогенез — на севере. Но даже в вечномерзлой Арктике описаны впечатляющие примеры почвообразовательного процесса, ведущего к формированию криопедолитов, т. е. криогенных почв [9; 31].

Картографирование лёссоидов. Для получения полезной, большей частью инженерно-геологической, а также историко-геологической информации из географического распределения лёссов на территории Евразии предпринималось несколько попыток их картирования. Авторы карт использовали разные подходы к классификации картируемых объектов. Наибольшую известность получила цифровая Лёссвая карта Европы в масштабе 1 : 2 500 000, включающая и Европейскую Россию [28]. Она показывает главные литологические варианты лёссовых пород, классифицированные также по их мощности. Авторы различают лёсс: типичный, песчанистый, аллювиальный; и лёссовые дериваты [28]. К последним относится лёсс, измененный почвенными процессами, солифлюкцией и криотурбациями. Однако эта карта даже в Европейской России не показывает объектов севернее 59° с. ш. и восточнее 52° в. д.

Тот же масштаб использован в более ранней аналоговой карте прогноза просадочности лёссовых пород СССР, включающей все лёссовые породы территории бывшего Советского Союза вплоть до 62–64° с. ш., т. е. к югу от зоны вечной мерзлоты [23]. Лёсс и связанные с ним отложения классифицированы по их мощности и генезису подстилающих пород.

В разных публикациях встречаются также упрощенные картосхемы, например [16; 39]. В последней работе показаны взаимоотношения лёссовых и плейстоценовых ледниковых покровов

Европейской России. В других, объемистых сводках инженерно-геологических работников, приводятся мелкомасштабные карточки всего СССР с показом 7–8 разновидностей лёссовых пород, классифицированных по мощности и подверженности просадкам. На картосхеме инженерных геологов [16] в качестве лёсса можно видеть многолетнемерзлые алевроиты вдоль арктического побережья Северо-Восточной Сибири. Еще одна попытка учесть лёссовидные породы Арктики предпринята на изданной ВСЕГЕИ обзорной карте четвертичных образований России масштаба 1 : 5 000 000 под ред. И. И. Краснова.

ВСЕГЕИ традиционно производит геологические карты российского субконтинента с разнообразием ландшафтов от субтропиков до вечномерзлых земель Арктики. Различия географических условий страны сильно влияют на современный седиментогенез, но они были значительны и в плейстоцене. Главные различия пылеватых отложений поверхности видны на предлагаемой карте (рис. 1).

Карты предшественников, даже наиболее детальные [16], показывают в Арктике и Субарктике только разрозненные поля лёссоидов, отделенные обширными пустыми пространствами от классических лёссов умеренных широт. Однако на современных геологических картах на этих пустых пространствах все же можно найти прерывистые ареалы разных перигляциальных отложений, образующих «субаэральную формацию равнин» (И. А. Волков, 1971). А. А. Величко называл ее «лёссово-почвенной формацией» [5], а позднее — «лёссово-почвенно-криогенной серией» [39], объединяющей классический лёсс и северные лёссовидные алевроиты.

Но даже и последняя концепция все-таки упрощает реальность, т. к. северный субаэральный покров, помимо лёссовых пород, включает также слоистые эоловые отложения, линзы водных осадков, языки солифлюксия, делювиальные алевроиты и даже вулканические пеплы. В отличие от алевроитовых лёссоидов (индекс L) эоловые пески в принятых во ВСЕГЕИ стандартных легендах карт четвертичных образований показываются как отдельный генетический тип с индексом V.

В схематической карте (рис. 1) мы попытались заполнить типичный для старых карт пространственный пробел на севере, используя имеющуюся на современных геологических картах информацию. Относящиеся к гелазию древние лёссоиды не показывались на старых картах, но обязательны для картирования в наши дни ввиду недавнего понижения границы квартера до подошвы гелазского яруса.

Для сверхмелкомасштабного представления пришлось создать упрощенную легенду, учитывающую различия литологии, мощности и возраста лёссово-почвенных серий. На карте (рис. 1) цветом изображены главные варианты мощности и литологии. Индексами показаны стратиграфические интервалы лёссоидов максимальной для данного региона мощности.

Лёссоиды Европейской России. Лёссово-почвенная серия юга Европейской России покрывает не только равнины, но и мелководное дно Чёрного, Каспийского и Азовского морей, предгорья и даже низкие горы Кавказа от уровня моря до отметок 1000–1500 м [16]. Ее мощность варьируется от обычных 40 м на равнинах до 180–220 м в предгорьях Кавказа.

К югу от 50-й параллели Европейской России плейстоценовый лёсс нередко насыщен известковыми стяжениями и кротовинами (рис. 2, Б). Южный лёсс обнаруживает смену палеопочв

от субтропических в эоплейстоцене — нижнем плейстоцене к бурым лесным почвам среднего неоплейстоцена и далее к оподзоленным черноземам микулинского межледниковья и классическому чернозему голоцена с морозными трещинами [38].

Во многих случаях южный лёсс подстилается эоплейстоценовой субаэралью толщей красноватого цвета (Р и Е-III на рис. 1) без признаков морозных деформаций, которая, согласно А. С. Кесь (1966), является субтропическим аналогом перигляциального лёсса. В отличие от



Рис. 3. Лёссоиды юга Европейской России

А — низы субаэральной серии на западе Ергеней, Волго-Донской канал, 47° 40' с. ш., 42° 35' в. д.: а — красная скифская глина; б — неоплейстоценовые лёссы (см.: <http://stepnoy-sledopyt.narod.ru/ubgeo/ubgeo.htm>);

Б — лёссы волжского верхнего неоплейстоцена, обнажение на Ахтубе к востоку от Волгограда, 48,7° с. ш.: а — глина хвалынской трансгрессии Каспия, конец плейстоцена; б — флювиальные пески и алевриты с песчаными клиньями (MIS 3); в — карбонатный лёсс ательской свиты (MIS 4); д — лёссово-почвенная пачка стадии MIS 5; е — эстуарные отложения верхов среднего неоплейстоцена (фото В. И. Астахова). Оптико-люминесцентные даты, тыс. лет назад даны по [29]

палево-коричневого или сероватого неоплейстоценового лёсса эоплейстоценовые лёссоиды, обычно красноватые или пятнистые пестроцветные, содержат, как правило, красноцветные палеопочвы. Такие красноватые лёссоиды мощностью от 10–20 до 67 м залегают в бассейнах Нижнего Дона и Нижней Волги, где обычно описываются как «скифские глины» (рис. 3, А).

Верхи южной лёссовой серии могут составлять часть сложной четвертичной стратиграфии, как в хорошо изученных разрезах неоплейстоцена Нижней Волги, где чередуются субаральные, речные и морские толщи. Характерный разрез недавно демонстрировался на международном симпозиуме [29]. В этом районе ательский лёсс мощностью около 15 м зажат между верхнехазарскими морскими отложениями (микулинского возраста) и морскими и флювиальными осадками финального плейстоцена. Межледниковые морские слои по простирацию замещаются эстуарными осадками и далее серией мощных погребенных почв с прослоями лёсса (рис. 3, Б).

К югу от 48° с. ш. (Нижняя Волга и Дон) сильные зимние морозы неоплейстоцена отмечены регулярной сетью неглубоких (1–2 м) деформаций типа щельников и котлов клиновидной формы, заполненных вышележащими песками. В центральных и северных лёссовых районах вместо этих сезонных деформаций уже наблюдаются несколько уровней настоящих мерзлотных структур [38].

Распределение лёссоидов в Европейской России частично подчинено современной географической зональности, а частично следует северо-восточному простиранию границ плейстоценовых оледенений. На западе Европейской России типичный известковистый лёсс известен только в лесостепи до 52–53° с. ш., а севернее в лесной зоне он замещается лёссами, сильно измененными склоновыми процессами (I–III на рис. 1).

Поучительный пример переходных к лёссовидным алевритам севера отложений представляет район известных палеолитических стоянок на Десне, левом притоке Днепра, где лёссовые слои с погребенными гидроморфными почвами, псевдоморфозами по повторно-жильным льдам и артефактами практически лишены карбонатов кальция [6]. Вторичный лёсс с неясной слоистостью на рис. 4 демонстрирует сеточку тонких ожелезненных трещин на месте ортогональной криогенной структуры. Он по облику приближается к лёссовидным алевритам севера (рис. 5).

Такие лишенные карбонатов верхне-неоплейстоценовые лёссы изучены вокруг Москвы на 55–57° с. ш., где они перекрывают карбонатный лёсс конца среднего неоплейстоцена с общей мощностью покрова 10–15 м. Поверхностный бескарбонатный лёсс сохраняет 3–4 межледниковые и интерстадиальные почвы. Это уже не черноземы, как на юге, а серые люvisoли, а также гидроморфные глеевые почвы, которые разорваны псевдоморфозами по ледяным клиньям. Гидроморфный педогенез северного типа, скорее всего, является причиной выщелачивания карбонатов во время потеплений [39]. Цитированные авторы полагают, что массивные бескарбонатные алевриты — вторичные лёссы, образованные переотложением первичных аридных лёссов ледниковых эпох склоновыми процессами в более гумидной интерстадиальной обстановке.

Пояс пористого карбонатного лёсса (I–III на рис. 1) асимметричен — на востоке Русской равнины он шире и простирается к северу до 56° с. ш., отражая увеличение аридности климата на восток. Но отдельные поля карбонатной лёссово-почвенной толщи встречаются на возвышенных междуречьях ледниковой области среднего неоплейстоцена и за ней, в основном по правобережью Верхней Волги и в долине Камы у Казани [7]. Во внеледниковой зоне карбонатный лёсс



Рис. 4. Верхний неоплейстоцен запада Центральной России: лёсс, измененный склоновыми и мерзлотными процессами на палеолитической стоянке Хотылёво 2, р. Десна, 53° 20' с. ш.; тонкая сеточка бурых ожелезненных трещин — отпечаток ледяных жилок прежней мерзлоты (фото В. И. Астахова)

пятнами встречается и севернее, а в Предуралье и до 59° с. ш. В целом объем лёссов на Русской равнине убывает к востоку, хотя и к югу от долины Камы покров карбонатного лёсса с хорошо развитыми межледниковыми почвами все же обладает мощностью 15–20 м. Такая аномальная повышенная мощность прикамского лёссового плаща, скорее всего, обусловлена его внеледниковым положением, т. е. более продолжительной аккумуляцией по сравнению с древнеледниковой областью [8].

Лёсс древнеледниковой области с типичной мощностью 10–15 м в восточной части Русской равнины к северу постепенно переходит в прерывистый чехол слабокарбонатного лёссовидного алеврита без стратиграфически устойчивых палеопочвенных горизонтов. Междуречные плато в зоне смешанных лесов на 57–60° с. ш. обычно покрыты лёссовидными алевритами с пятнами ожелезнения и оглеения без видимых погребенных почв мощностью не более 3–4 м [14].

Еще севернее, в печорской тайге (60–66° с. ш.), лёссовидные алевриты, толщиной обычно 2–4 м, при переотложении склоновыми процессами местами достигают 8–10 м мощности. Их отсутствие на террасах этого региона, видимо, свидетельствует о преимущественной аккумуляции в начале последнего ледникового цикла (Л. А. Кузнецова, 1971). Это контрастирует с центральными и западными районами, где верхневалдайский лёсс повсюду вдвое мощнее нижневалдайского лёссового покрова толщиной до 2 м [5].

Северные лёссоиды состоят из ожелезненного крупного алеврита обычно палево-бурых тонов в связи с окисными обстановками, характерными для типичных лёссов. Дополнительный признак субаэральной, в основном эоловой, седиментации – облекающее залегание алевритовой толщи, переходящей по простиранию в дюнные пески. Часто встречается также скрытая слоистость с переходом вверх по разрезу и простиранию в слабослоистый алеврит и местами даже в тонкослоистые покровные пески (рис. 5). Северные лёссовидные алевриты (III на рис. 1) отличаются от вторичного выщелоченного лёсса Центральной России (II–III на рис. 1) меньшей мощностью и пористостью, большей плавунностью и практическим отсутствием погребенных почв.

Прерывистый чехол лёссовидных алевритов с многочисленными следами прежней вечной мерзлоты прослеживается и в арктических тундрах и лесотундрах, в области ранневалдайского оледенения, где он связан с реликтовым полигональным рельефом. На развееванных равнинах, в тени поздневалдайского ледникового щита, лёссовидные алевриты обычно замещены покровными и дюнными песками [2].

Во многих случаях, особенно в позднеплейстоценовой перигляциальной области района Воркуты, нижняя часть покровного слоя имеет ржаво-пятнистый или палево-голубоватый цвет, вероятно связанный с криогенным выветриванием. Еще



Рис. 5. Верхнеплейстоценовый лёссовидный алеврит на севере Европейской России, обнажение у с. Акись на Печоре, 65° 50' с. ш.; неясная слоистость сверху ожелезненного алеврита связана с переходом в вышележащий нивейно-эоловый песок (фото В. И. Астахова)

один важный фактор – садка пыли в закисных гидроморфных обстановках типа болот и термокарстовых озерков в вечномерзлой тундре [18]. Таким образом, северо-восток европейской лёссовой области представляет собой особый регион с относительно ослабленным плейстоценовым педогенезом ввиду сильного влияния на происхождение покровного слоя криогенных и гидроморфных процессов. На нашей карте (рис. 1) он показан прерывистым чехлом лёссовидных алевритов верхнего неоплейстоцена (III).

В северо-восточном углу Европейской России льды в лёссоидах не обнаружены даже за полярным кругом, где верхний неоплейстоцен представлен либо ледниковыми отложениями, либо перигляциальными покровными песками с псевдоморфозами по ледяным жилам. Там иногда встречаются современные ледяные жилы, но только в торфяниках. Лёссовидные алевриты в районе Воркуты в условиях «тёплой» мерзлоты местами содержат погребенные ледяные жилы, но это плейстоценовые реликты, чуждые современному климату с близкой к нулю температурой мерзлоты [21].

Лёссоиды Сибири. За Уралом лёссоиды лучше всего изучены и закартированы на юге и в центре Западной Сибири, где составляют основу

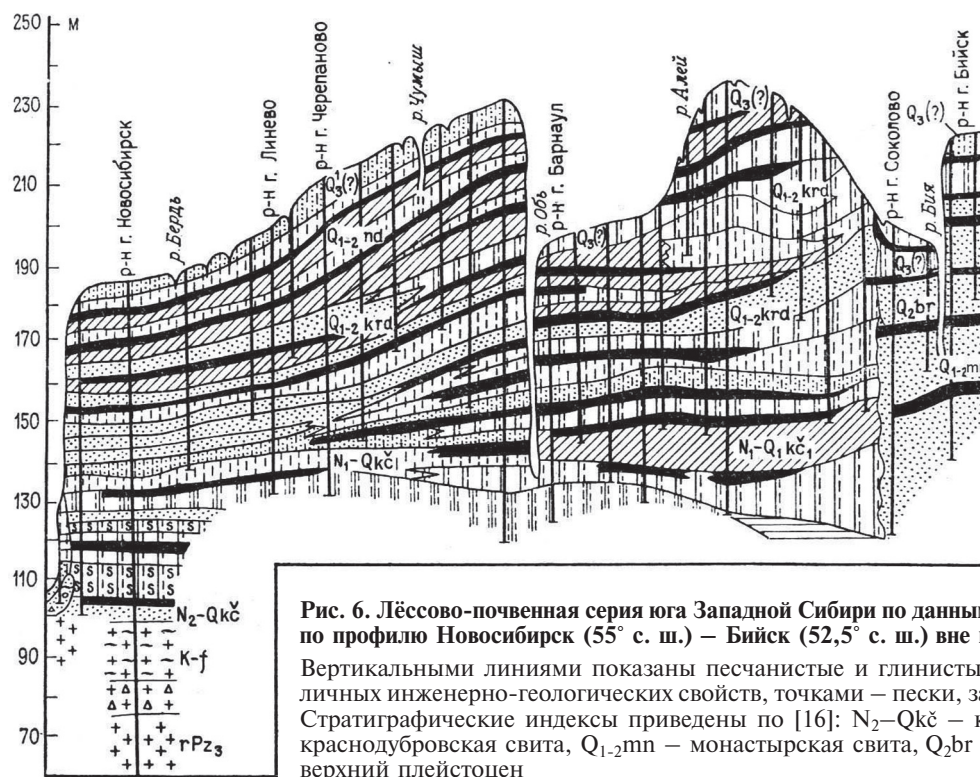


Рис. 6. Лёссово-почвенная серия юга Западной Сибири по данным бурения в предгорьях Алтая по профилю Новосибирск (55° с. ш.) — Бийск (52,5° с. ш.) вне горизонтального масштаба

Вертикальными линиями показаны песчанистые и глинистые массивные алевроиты различных инженерно-геологических свойств, точками — пески, зачернены — педокомплексы. Стратиграфические индексы приведены по [16]: N₂-Qk_к — кочковская свита, Q₁₋₂krd — краснодубровская свита, Q₁₋₂mn — монастырская свита, Q₂bg — барнаульская свита, Q₃ — верхний плейстоцен

четвертичной стратиграфии. Лёссово-почвенная серия мощностью 140 м, содержащая до 20 педокомплексов, много лет исследовалась в предгорьях Алтая (рис. 6) [13]. Лёссоиды на юге Западной Сибири картируются в виде краснодубровской, федосовской, петровской и сладководской свит. Краснодубровская свита распространена на всей Приобской возвышенной равнине вплоть до предгорий Алтая и Салаира; федосовская замещает ее на востоке Барабы и севере, занимая междуречья Васюганской равнины; петровская — на Чулымской равнине; сладководская — в приказахстанской части Ишимской равнины [25].

Самая мощная краснодубровская свита слагает обширный предгорный шлейф из лёссовидных суглинков, супесей, иногда песков с прослоями погребенных почв [17]. Всего в ней насчитывается восемь циклов лёсс-почва. Низы краснодубровской свиты, датированные верхним эоплейстоценом, представлены двумя лёссовыми горизонтами, разделенными малиновским педокомплексом. Из него получены термолюминесцентные возрасты 980 ± 70 и 840 ± 60 тыс. лет назад. Малиновский педокомплекс коррелируется с MIS 21, а вышележащий тальменский лёсс с MIS 20 [25]. Еще выше лежит евсинский педокомплекс, в верхах которого проходит граница ортозон Брюнес — Матуяма, прослеженная в разрезах Приобской возвышенной равнины (Вяткино, Белово и др.). Нижний и средний неоплейстоцен краснодубровской свиты состоит из шести полных лёссово-почвенных комплексов с прослоями озерных глин в нижней части разреза. Каждый комплекс венчается преимущественно черноземными, иногда лугово-черноземными палеопочвами [13].

Федосовская, петровская, сладководская свиты по геологическому строению сходны с неоплейстоценовой частью краснодубровской. В их нижней части преобладают аллювиальные и озерные суглинки с горизонтами зачаточных гидроморфных почв, а в среднем неоплейстоцене господствуют карбонатные макropористые лёссовидные суглинки с погребенными почвами. Многие почвы датированы ТЛ-методом [13; 25].

Юг Западно-Сибирской равнины с поверхности сложен почти сплошным плащом верхнелепистоценовых лёссов — макropористых, карбонатных суглинков, иногда со столбчатой отдельностью, мощностью от 2—3 до 10 м, залегающих на различных элементах мезорельефа. В Ишимском районе на поверхности подстилающих пород обычны криогенные трещины шириной до 15 см и глубиной до одного метра, которые образуют полигоны 1,5—2 м в поперечнике. В Барабинском и Приобском районах в верхнем лёссоиде выделяются погребенные почвенные комплексы: бердский и искитимский, датированные по радиоуглероду в 23 и 33 тыс. лет соответственно [25].

На карте (рис. 1) возрастные индексы даны с учетом полного стратиграфического объема, включая покров верхнелепистоценового лёсса: для краснодубровской Е-III, федосовской, сладководской и петровской свит I-III.

Южные лёссы с множеством палеопочв (рис. 2, А и Б) при прослеживании на север вдоль долины Оби постепенно замещаются массивными ожелезненными, иногда глинистыми, лёссовидными алевроитами с обрывками палеопочв. Севернее 62° с. ш. протаявшие лёссовидные алевроиты мощностью 2—6 м встречаются пятнами

на подветренных склонах речных долин (III на рис. 1). Они разделены обширными полями переветренных песков.

В центре Западно-Сибирской равнины, южнее границы максимального оледенения, преобладают палевые, в основном массивные, алевроиты, местами со слабой волнистой слоистостью, переслаивающиеся с явно озерными алевроитами, мелкозернистыми флювиальными песками и редкими палеопочвами общей мощностью 10–20 м. В советское время они картировались как озерно-аллювиальная сузгунская свита, считавшаяся перигляциальным аналогом среднеплейстоценовых морен. Она перекрыта обычным, в основном массивным, палево-бурым лёссовидным алевроитом мощностью 3–6 м, бесспорно, субаэрального генезиса [12]. В наши дни вся эта толща картируется в качестве лёссоидов с линзами озерных или флювиальных песков, глин и торфа и редких палеопочв (II–III на рис. 1).

Происхождение западно-сибирских лёссоидов более понятно вдоль их северного предела на широтном отрезке Оби, где они лежат поверх среднеплейстоценовых морен и соответственно обладают умеренной мощностью и возрастом, ограниченным верхним неоплейстоценом. Лёссоиды здесь обычно представлены не палево-бурыми, а синевато-серыми алевроитами, отложенными в закисной, анаэробной среде и неформально именуемыми «мокрый лёсс» (рис. 7). Такие лёссоиды с прерывистыми глеевыми почвами — неотъемлемая часть лёссово-термокарстовой осадочной формации (рис. 8).

Рисунок 8, Б демонстрирует, что самые мощные лёссоиды слагают понижения между прежними термокарстовыми озерами, заполненными тонкослоистыми мелкими песками и алевроитами — теперь инверсионными холмиками древней термокарстовой равнины [1]. Массивный алевроит имеет пористый, лёссовый характер, что видно по линзам палеопочв с остатками млекопитающих и глубокой суффозионной трубке, выполненной провалившимся торфом в левой части (рис. 8, А).

В Европейской России бугристые равнины с инвертированными термокарстовыми котловинами известны только на Нижней Печоре у Полярного круга [2], где до сих пор в глубоких скважинах попадаются реликты мерзлоты сибирского типа. В Сибири же плейстоценовая мерзлота, хотя и не очень холодная, нередко встречается в скважинах глубиной 100–200 м вдоль 60-й параллели (А. А. Земцов, 1976). Итак, сибирские лёссоиды к югу от полярного круга лишились льда в голоцене (рис. 7 и 8).

То же свойственно и южным лёссоидам гористой Средней и Восточной Сибири, где они картируются в основном пятнами на речных террасах и склонах межгорных впадин. Однако предгорные плато лесостепного юго-запада Средней Сибири сложены мощным (до 60 м) карбонатным лёссом с многочисленными палеопочвами (рис. 2, А). Мощный лёссовый покров на речных террасах

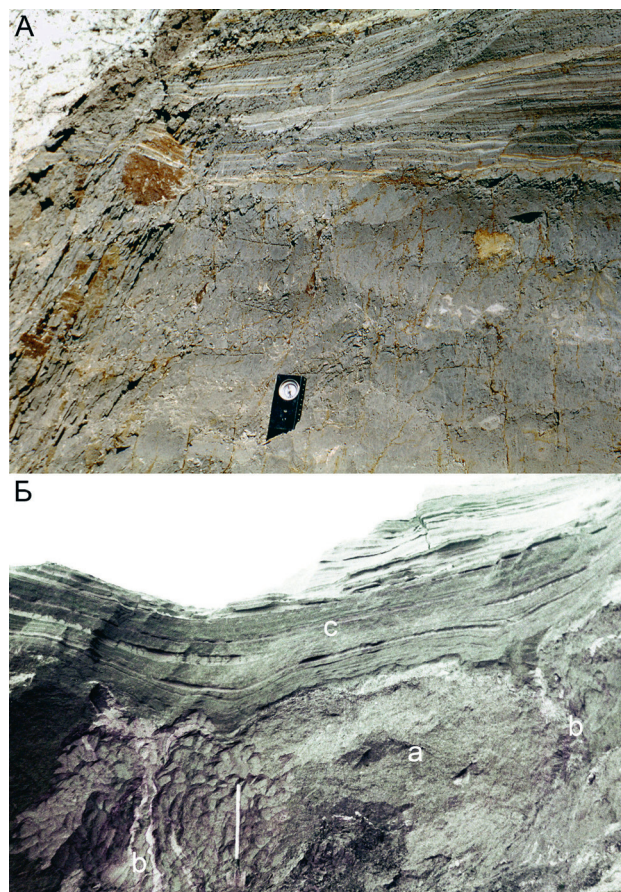


Рис. 7. Верхнеплейстоценовые лёссовидные алевроиты в центре Западно-Сибирской равнины

А — «мокрый лёсс» с ожелезненными трещинами и гнездами тонкого песка, перекрытый слоистым покровным песком, протока Кирьяс на левом берегу Оби, 60° 51' с. ш., 75° 45' в. д.;

Б — протока Мега на правом берегу Оби, 61° 05' с. ш., 76° 15' в. д.: а — ожелезненный лёссовидный алевроит с гнездами песка; б — мелкий песок и алевроит в псевдоморфозах по ледяным жилам; с — мелкий песок с прослойками алевроита в реликтовой просадке (см. схему на рис. 8, Б) (фото В. И. Астахова)

бассейна Верхнего Енисея содержит несколько хорошо выраженных палеопочв с множеством палеолитических орудий.

Стратиграфия верхов мощной лёссовой серии Минусинской котловины детально изучена международным коллективом на Енисее в Куртакском археологическом районе (55° 20' с. ш.). С помощью 69 радиоуглеродных и 36 IRSL (оптико-люминесцентных) определений датированы три каштановых и две черноземные палеопочвы верхнего неоплейстоцена в составе трех педокомплексов, разделенных карбонатными лёссами. В этих разрезах снизу вверх описаны каменноложский (межледниковый), сухоложский и куртакский (интерстадиальные) педокомплексы. Выделены также горизонты оглеенных почв с криотурбациями. Эти работы позволили скоррелировать сибирские субаэральные обстановки последних 130 тыс. лет с лучше изученными западноевропейскими [10; 27].

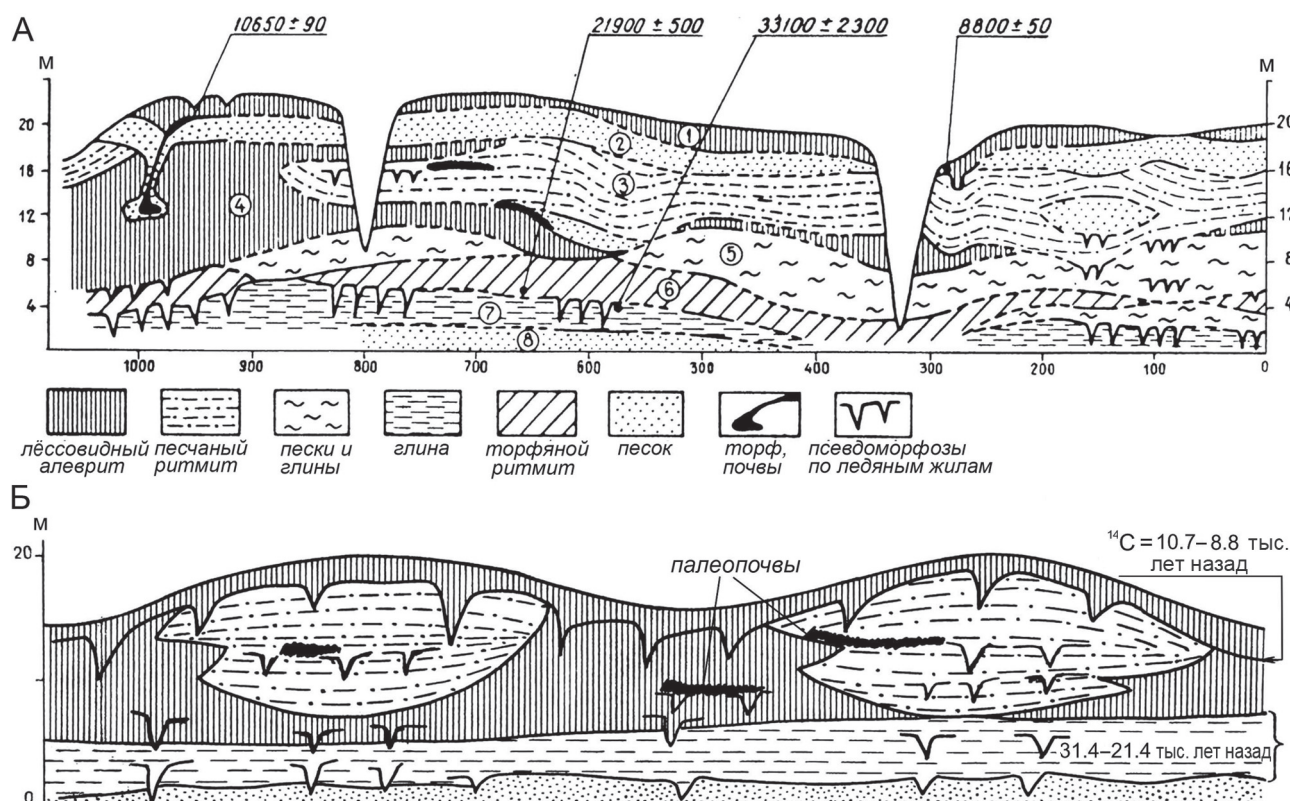


Рис. 8. Лёссовиды верхнего неоплейстоцена, чередующиеся со слоистыми водноосадочными отложениями вдоль протоки Мега, Широтная Обь (рис. 7, Б)

А – расчистка палево-синеватого массивного лёссовидного алевролита (слои 1 и 4), замещенного песчано-алевритовым ритмитом термокарстового озера (слой 3); в основании разреза пойменные осадки (слои 5–8); глубокая суффозионная трубка, заполненная торфом в слое 4, указывает на высокую пористость просевшего лёссовидного алевролита; реликтовые мерзлотные структуры показаны на рис. 7, Б;

Б – схематический разрез холмиков, вскрытых протокой Мега [1]

Менее мощные (3–5 м) покровные алевролиты местами встречаются и на Среднем Енисее вплоть до 65° с. ш., но их придолинная полоса слишком узка для показа на сверхмелкомасштабной карте. По С. С. Сухоруковой и др. (1991), эти лёссовиды содержат одну-две тонких палеопочвы с радиоуглеродными датами в интервале 44–15 тыс. лет назад.

Лёссы Байкальской и Забайкальской Сибири обычно имеют тот же палево-коричневый цвет с известковыми стяжениями и мощность до 20 м. Повсеместно встречаются мерзлотные деформации и 2–3 погребенные почвы межледникового типа. Во многих случаях лёсс содержит примесь щебня, модифицирован склоновыми процессами и лишен карбонатных включений. По Э. И. Равскому (1972), в местной аллювиальной стратиграфии лёссовый покров относится к среднему-верхнему неоплейстоцену.

Однако в Южном Забайкалье на 51,5° с. ш. южнее Улан-Удэ недавно было описано переслаивание из красноватых глин и восьми палеопочв общей мощностью до 15 м, расположенное под палеомагнитной границей Брюнес – Матуйма. Эта эоплейстоценовая красноцветная серия перекрыта палевыми лёссами неоплейстоцена с тремя слабовыраженными почвами [11] (Е-III на рис. 1).

Лёссовиды давно известны и на юге Дальнего Востока, в тихоокеанской муссонной области, но там они изучены слабо. Это «бурые суглинки» неоплейстоцена, облекающие нижние склоны горных долин и высокие речные террасы (II–III на рис. 1). Они особенно мощны (до 40 м по данным бурения) вдоль китайской границы в депрессии оз. Ханка и в долинах впадающих в нее рек. От красноцветных склоновых отложений «пудинговой толщ» основания четвертичного разреза (гелазий?) они отделены мощными галечниками и вулканитами эоплейстоцена, а также стратиграфическим перерывом [20]. Многие годы бурые суглинки рассматривались как склоновые и даже озерные отложения, хотя с ними не связано никаких береговых линий.

По Б. И. Павлюткину (1984), это по большей части палево-коричневые массивные криотурбированные глинистые алевролиты с погребенными почвами, лишенные пылцы широколиственных деревьев и, очевидно, отложенные в холодные интервалы плейстоцена. Эоловое происхождение бурых суглинков позднее было подтверждено специальными аналитическими исследованиями. Они показали, что пористые лёссовидные суглинки на самом юге Дальнего Востока (около 44° с. ш.) содержат мало известии, но гораздо более

обычного агрегированы глинистыми частицами, а это объясняется влиянием влажного муссонного климата [22].

Льдистые лёссовиды Арктики. Характерные для перигляциальной Сибирской Арктики и Субарктики льдистые лёссовиды (рис. 1) появляются сразу за Уралом на п-ове Ямал, где они уже обладают мощностью 30 м (В. Ф. Болиховский, 1987). Многолетнемерзлые покровные алевриты образуют лёссово-ледовую толщу с местным названием «едомная свита», которая в различных видах выдержана на всех арктических и субарктических равнинах от Ямала до Аляски, особенно в Северо-Восточной Сибири, известной в палеогеографии как Западная Берингия. Едома — это сокращение старорусского диалектного «едомая земля», подчеркивающего быстрого отступление илесто-ледяных стен под термальным воздействием прилегающих водоемов. Лучше всего льдистые лёссовиды изучены в их классической низменной области перигляциальной Восточной Сибири, особенно между арктическим побережьем Якутии и 61-й параллелью, где едома достигает 60–80 м мощности [15; 24; 36].

В типичном случае едома состоит из тонких лент крупного, местами глинистого алеврита или тонкого песка, чередующихся с прослойками мохового начеса и шлирами сегрегационного льда, создающими облик серой полосатой стенки. Эта толща всегда проткнута телескопированными клиньями сингенетического льда нескольких уровней, образующими в плане полигональную решетку (см. рис. 9). Едомная толща известна во всем мире как наилучший архив полностью сохранных остатков плейстоценовой мегафауны, перигляциальных растений, насекомых и другой ископаемой органики [37].

Мерзлотоведы, больше интересующиеся самим льдом, обычно называют всевозможные едомы «ледовым комплексом». Они в течение десятков лет применяли разные флювиальные гипотезы для объяснения этой алевритовой толщи. Однако уже в 1970-х годах было получено достаточно данных, указывающих на преимущественно субэдральное происхождение льдистого лёсса [24; 36]. Геологи, картировавшие едомную свиту, определяли ее генезис как криогенно-эоловый [15]. В наше время эоловая концепция происхождения льдистых алевритов, как наиболее обоснованная, принята большинством исследователей, в том числе и многими мерзлотоведами [31].

Основные признаки принципиально эолового происхождения едомных алевритов: облекающее залегание на разных элементах рельефа от уровня моря до отметок более 314 м [15], однообразный мелкозернистый состав с преобладанием крупного алеврита, отсутствие гальки, примесь дальнеприносных минералов и кардинально криоксеротическая биота. Один из лучших индикаторов субэдрального происхождения — повсеместные проявления в едоме почвенных процессов, определяющих едому как криопедолит, т. е. осадок,

испытывающий начальный педогенез одновременно с сингенетическим промерзанием пыли, регулярно поступающей из атмосферы. Этот процесс подчеркнут несколькими криоаридными палеопочвами с ископаемыми норами грызунов в верхнелепестовоценовой едоме [9; 31].

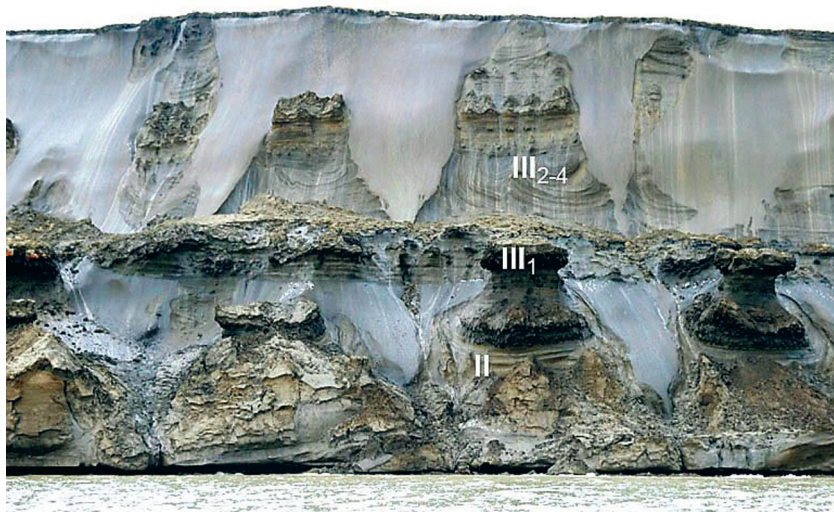
Исключительно детальные и хорошо датированные исследования едомной свиты на восточно-сибирских берегах указывают на типично континентальную криоаридную обстановку без существенных потеплений и вторжения моря в течение последних 60 тыс. лет [31; 37]. И, конечно, преобладавший в позднем плейстоцене аридный климат с наиболее низким уровнем Мирового океана никак не мог способствовать появлению аллювиальных равнин, которые до сих пор почему-то в почете у многих мерзлотоведов.

Свойства льдистых лёссовидов связаны с их географическим положением. В Центральной Якутии по рекам Лена и Алдан, на Таймыре и берегам Карского моря в общем объеме преобладают льдистые алевриты с регулярной сетью мощных ледяных жил. Это субарктический подтип едомы (рис. 1), обозначенный на нашей карте III_s , что означает криогенно-эоловые отложения верхнего неоплейстоцена.

Однако на берегах моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря, включая острова, едома исключительно льдиста. Во многих случаях ледяные жилы сливаются, производя ледяные массивы с объемным преобладанием льда и остаточными окнами материнских алевритов (рис. 9, Б). На нашей карте это арктический подтип едомы с индексами III_a и $II-III_a$ (рис. 1). Огромные поля арктической едомы закартированы морской геофизикой и редкими колонками на дне моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря с отрицательными придонными температурами. Затапленная криогенно-эоловая толща представляет надежное свидетельство быстрого голоценового отступления сибирских берегов под термоэрозийным воздействием фландрской трансгрессии с положительными температурами поверхностных вод. Этот процесс хорошо изучен морскими геологами (Н. А. Bauch et al., 2001).

Помимо научного интереса изучение едомных лёссовидов имеет и практическое применение. С. В. Томирдиаро (1980) разработал схему использования для сельскохозяйственных целей аласовых лугов, т. е. продуктов термоэрозийной переработки едомы блуждающими озерами. Мамонтовые бивни, содержащиеся в большом количестве в едомных толщах, являются уникальным источником слоновой кости и разрабатываются в качестве полезного ископаемого. Важно и изучение едомы в инженерно-геологических и природоохранных целях. Едомная толща подвергается не только ежегодному обваливанию и быстрому уничтожению термоэрозией на берегах морей и рек, но и представляет серьезную геотехническую опасность в далеких от крупных водоемов перигляциальных районах Восточной Сибири.

А



Б



Рис. 9. Едомная толща восточного побережья Ледовитого океана

А — льдистые лёссовиды двухъярусной едомы субарктического типа на южном берегу о. Бол. Ляховский, 73,5° с. ш.; горизонтальная полосчатость образована параллельными слоями алеврита, мохового начеса и шлирами сегрегационного льда; они отогнуты вверх давлением растущих жил полигонального льда; разновозрастные едомные толщи разделены межледниковым торфянистым прослоем (фото В. Е. Тумского);

Б — едома арктического типа: слившиеся жилы полигонального льда с остатками лёссовидного алеврита на южном берегу моря Лаптевых, 73° 35' с. ш. (фото Л. Ширмайлера)



Рис. 10. Термозрозионный мегацирк, выбрасывающий продукты таяния вечномерзлых отложений в виде грязевого конуса выноса в долину р. Батагай (см.: <https://image.stirileprotv.ro/media/images/1408x882/Mar2017/61872013.jpg>)

Характерный пример неожиданно быстрой термозерозии «ледового комплекса» представляет так называемый Батагайский «кратер» — рекордного размера термозерозийный цирк, возникший на склоне с отметкой около 300 м над правым притоком Яны р. Батагай, недалеко от Верхоянска (67° 36' с. ш., 134° 46' ю. ш.). Он появился в 1960-х годах на залесенном склоне в виде небольшой

рытвины естественного или антропогенного происхождения, которая, постепенно расширяясь, уже достигла 800–900 м ширины, 1,8 км длины и 90 м глубины (рис. 10). Отвесная льдистая стенка цирка ежегодно отступает на 10–30 м, врезааясь в толщу эоловых песков и алевритов с сингенетическими жильными льдами мощностью 50–60 м. Эти синкриогенные отложения разделены двумя

межледниковыми слоями с остатками древесины [32]. По хронометрической оценке люминесцентным методом, возраст низов криогенной толщи около 650 тыс. лет [40]. Батагыйский «кратер», имеющий большую стратиграфическую ценность, также демонстрирует высокую уязвимость льдистых субаэральных отложений к любым механическим и термальным воздействиям.

Европейские лёссовиды в плейстоцене содержали гораздо меньше льда, чем высокоширотная едома. Большая мощность поверхностных лёссовидов внеледниковой Восточной Сибири частично обусловлена сохранившимся внутриформационным льдом большого объема. Изначально слабодистые западные лёссовиды лишились своего льда, вероятно, в конце плейстоцена и в голоцене. Но даже менее льдистая неоплейстоценовая мерзлота Печорского бассейна и центра Западной Сибири при протайке дала заметную усадку местности с выделением на плоской равнине холмиков высотой 5–10 м на месте инверсированных термокарстовых котловин [1; 2]. Таяние арктической едомы под отепляющим воздействием локальных водных масс чревато гораздо большими геоморфологическими последствиями.

Возраст лёссовидов. Рассмотренные географические варианты лёссовидов различаются также и по возрасту. Отмечены четыре главные разновидности: 1 — красноватые алевроглины с субтропическими палеопочвами — это по большей части эоплейстоцен и низы нижнего неоплейстоцена; 2 — мощные палево-бурые или серые типичные карбонатные лёссы с многочисленными палеопочвами и криотурбациями развиты в неоплейстоцене; 3 — тонкие плащи бескарбонатного лёсса и лёссовидные алевролиты характерны для верхнего неоплейстоцена; 4 — льдистые алевролиты относятся к верхнему и верхам среднего неоплейстоцена, хотя имеются свидетельства и субаэральной седиментации в мерзлотной обстановке раннего неоплейстоцена [32; 40].

Возраст лёссовидов определен как хронометрическим датированием, так и с помощью магнитостратиграфии и палеонтологии, а ближняя корреляция обеспечивается палеопедологическим методом. На возраст указывает и географическое распространение: поля лёссовидов лишь в редких случаях можно обнаружить севернее границы последнего оледенения позднего неоплейстоцена (рис. 1). Их можно уверенно исключать при рассмотрении голоцена.

Возраст низов лёссово-почвенной серии известен по магнитостратиграфическим и палинологическим данным на крайнем юге Европейской России. Основание разреза описано в береговых обрывах Юго-Западного Крыма (45° с. ш., 33° 37' в. д.), где две лёссовые толщи с двумя бурыми и двумя красноцветными почвами отнесены к гелазию. Теплый семигумидный интервал в средней части разреза, разделяющий лёссовые уровни, подчеркнут двумя красноцветными

почвами средиземноморского типа [34]. Вблизи подошвы толщи (около 2,6 млн лет назад) и в середине гелазийского интервала отмечены палинологические следы степных ландшафтов, т. е. признаки похолодания и аридизации на фоне термофильных лесов остальной части разреза (Е. А. Сиренко, 2018).

Лёссово-почвенная серия мощностью 130 м изучена по буровому профилю в восточных предгорьях Кавказа у с. Отказное (44–45° с. ш., 46° в. д.), где вскрыта пятнистая глина мощностью 40 м с красноцветными почвами в пределах зоны обратной магнитной полярности Матуяма начиная с олдувея. В одной из скважин была пройдена даже гелазийская глина на глубине 90–110 м. Эоплейстоцен здесь перекрыт неоплейстоценовым лёссом мощностью около 70 м (зона Брюнес нормальной полярности). Верхний неоплейстоцен в этом разрезе разделен двумя бурными почвами [19].

Третий ключевой разрез длинной лёссово-почвенной серии описан в глиняном карьере на южной оконечности Урала в 15 км от Оренбурга (рис. 1). В этом разрезе нижняя часть с обратной полярностью представлена 15-метровой толщей красноцветных алевролитов с четырьмя палеопочвами буроватого цвета. Она перекрыта неоплейстоценовым лёссом мощностью 40 м с 10 палеопочвами [26].

Скифские глины под типичным серовато-желтоватым лёссом юга Европейской России (рис. 3, А) содержат кости *Archidiskodon meridionalis* (*Nesti*), известковые, гипсовые и железисто-марганцевые конкреции, а также характерные красноземные почвы, свидетельствующие о средиземноморском климате без зимних морозов. Самая верхняя красноцветная почва (балашовская) расположена сразу под границей Брюнес — Матуяма, доказывая этим, что субтропические климаты сохранялись в межледниковьях Южной России до конца эоплейстоцена [39]. Вся толща красных глин относится к зоне обратной магнитной полярности Матуяма с олдуевским эпизодом в основании. Поэтому красноцветные лёссовиды здесь коррелируются с эоплейстоценовой частью плейстоцена над гелазием. Присутствие скифских глин под палевой лёссово-почвенной серией неоплейстоцена позволяет определить полный интервал всей субаэральной серии юга Европейской России, включая Оренбургский регион, как эоплейстоцен — верхний неоплейстоцен (Е-III на рис. 1), а в Крыму и весь плейстоцен, в том числе и гелазий (Р).

Практически все известные разрезы венчаются лёссом верхнего неоплейстоцена, хотя основная мощность южной лёссовой серии связана со слоями ниже почвы последнего межледниковья, т. е. относятся к толще среднего неоплейстоцена с несколькими хорошо развитыми педокомплексами (рис. 2, А и Б). В среднем неоплейстоцене центра Русской равнины насчитывается девять палеопочв с различной палеоклиматической характеристикой. Они детально описаны

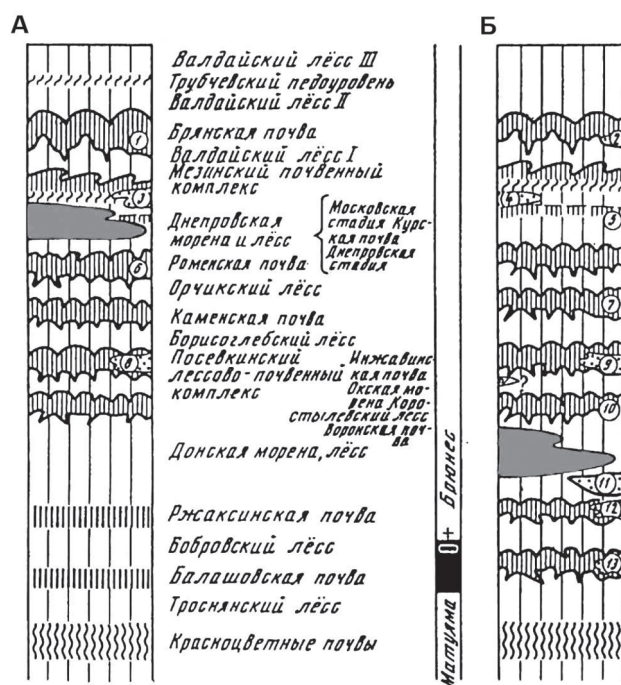


Рис. 11. Сравнение лёссово-почвенных серий днепровско-го (А) и донского (Б) ледниковых языков [4]

в перигляциале Азово-Донского региона над границей Брюнес — Матуяма. Самая нижняя ржаксинская почва (MIS 17) сохраняет следы средиземноморского климата [38; 39].

Шесть межледниковых педокомплексов уверенно выделяются в неоплейстоцене юга Западной Сибири [13]. В региональном буровом профиле ниже почвы последнего межледниковья различаются одиннадцать палеопочв, включая семь педокомплексов в составе нижнего и среднего неоплейстоцена (рис. 6).

Лёссово-почвенная последовательность особенно важна для решения стратиграфических проблем среднего плейстоцена вдоль границы максимального оледенения. Наилучшим примером является определение возраста донского ледникового языка, который десятки лет считался аналогом заальского оледенения, пока не был получен полный разрез лёссово-почвенной серии, поддержанный анализом териофауны.

На диаграмме рис. 11, А днепровская морена Украины, перекрытая верхней лёссовой толщей и мезинским (микулинским) педокомплексом с лесными и черноземными почвами, естественно коррелируется с заальским оледенением. Однако положение донской морены (рис. 11, Б) в лёссово-почвенной последовательности ясно показывает, что максимальное оледенение России гораздо старше. В то время как днепровская морена кроется только верхне-неоплейстоценовыми лёссами и почвами, донская морена перекрыта шестью межледниковыми почвами и семью лёссовыми горизонтами, а подстилается только краснозёмными почвами. Аналоги среднееоплейстоценовых бурых почв, залегающих на донской морене, — воронской,

инжавинской, каменской и роменской — обнаружены под днепровской мореной [4]. Эти взаимоотношения доказывают доокский возраст донских морен, самых древних из приповерхностных морен Европы, в настоящее время относящихся к MIS 16.

Возраст лёссоидов надежнее всего устанавливается в верхней части серии, где они вполне адекватно датированы радиоуглеродом. Особенно хорошо датирована льдистая едома в устьях рек Лены и Колымы, где в последние двадцать лет были сконцентрированы усилия нескольких международных коллективов. Более 90 радиоуглеродных дат, в основном AMS, т. е. измеренных на ядерных ускорителях и полученных в дельте Лены, подтверждают, что едома в естественных обнажениях мыса Быковского начала формироваться минимум 60 тыс. лет назад [37].

Совершенно очевидно, что субаэральная седиментация этого интервала не прерывалась вторжениями моря. В поддержку этой хронологии выступают 46 радиоуглеродных дат и две оптико-люминесцентные даты из Дуванного Яра на Нижней Колыме, в 1200 км к востоку от устья Лены [31]. Подавляющее большинство радиоуглеродных дат, указанных на рис. 12, получено современным AMS-методом. Множество ^{14}C - и OSL-дат дают статистически надежный инструмент корреляции поверхностной едомы арктической Сибири с типичным верхним лёссом Южной России (рис. 3): обе толщи отражают перигляциал позднего неоплейстоцена в разных зональных условиях.

Однако трудно согласиться с мнением некоторых мерзлотоведов, которые считают возраст едомы исключительно верхне-неоплейстоценовым. Классическая едома верхнего неоплейстоцена (IIIa, IIIs на рис. 1) нередко подстилается более древней толщей того же рода. На Новосибирских островах наблюдаются два едомных уровня в суперпозиции, разделенные межледниковым торфяником (рис. 9, А). В таких случаях криогенно-эоловые отложения на нашей карте индексируются II-IIIa (рис. 1). И наконец, низы ледового неоплейстоцена с возрастом ~ 650 тыс. люминесцентных лет хронометрически устанавливаются в Батагайском «кратере» бассейна Яны [40].

Заключение. Схематическая карта российских лёссоидов (рис. 1) подлежит дальнейшей корректировке по мере поступления регионального материала в основном в виде государственных геологических карт и специализированных исследований лёссовидных пород. Тем не менее уже известное расположение разновозрастных лёссоидов на огромной территории позволяет сделать некоторые простые выводы.

Распределение различных лёссоидов на территории России в значительной степени зависит от современной географической зональности равнин: типичный карбонатный лёсс в основном приурочен к южным степям с черноземными

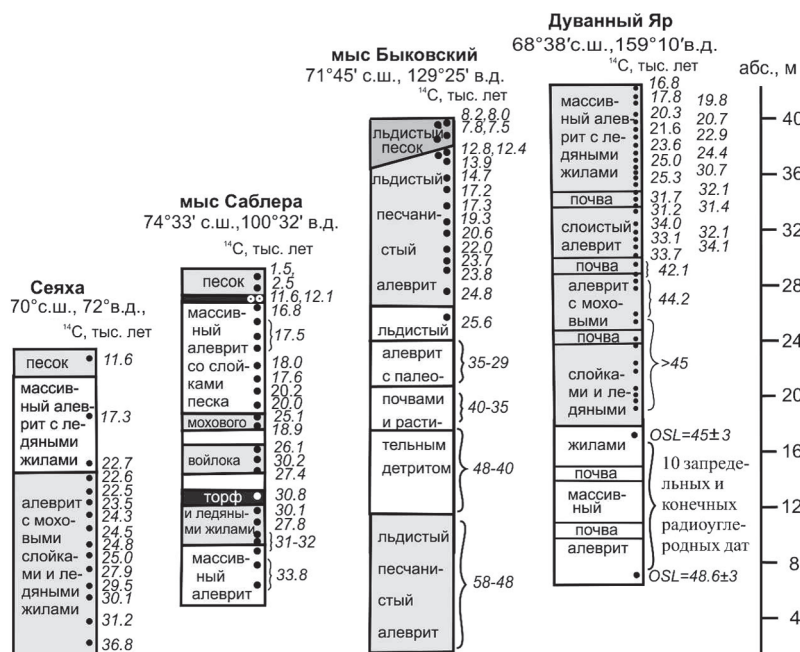


Рис. 12. Датированные лёссовиды четырех ключевых разрезов арктической Сибири

Кружки — места отбора проб, цифры курсивом справа — даты в тыс. лет назад. Упрощенные разрезы взяты из работ: Сеяха, Восточный Ямал [3], мыс Саблера на Таймыре [33], мыс Быковский в устье Лены [37], Дуваный Яр на Колыме [31]

и каштановыми почвами, выщелоченные лёссы с подзолистыми и гидроморфными палеопочвами и лёссовидные алевриты обычны в лесной зоне, в то время как льдистые лёссоиды образуют поверхность вечномёрзлых тундр и северной тайги. Географические варианты лёссоидов ярко отражают и разнообразие постседиментационных процессов, а также различия субстрата, на котором происходила аккумуляция пыли.

Для геологической истории важнее всего, что все литологические разновидности лёссоидов Северной Евразии относятся к единой осадочной формации, образованной в резко континентальной, засушливой и безлесной среде, которая доминировала в средне- и поздне-неоплейстоценовых перигляциальных ландшафтах. Лишь красноцветные глины эоплейстоцена и низов нижнего неоплейстоцена, несмотря на их в основном субаэральное происхождение, несут следы безморозного средиземноморского климата.

Важный особый объект изучения представляет едомная толща Сибирской Арктики и Субарктики ввиду ее максимальной уязвимости к природным и техногенным изменениям поверхности хозяйственной деятельности.

Более подробное картирование лёссоидов с подразделением их не только по мощности, но и тонким седиментологическим различиям, может принести не только инженерно-геологическую пользу, но и дать новую информацию о стратиграфии, палеогеографии и палеопедологии приледниковых равнин в плейстоцене. Она содержит более полный материал для познания истории плейстоцена, чем ледниковая толща, т. к. позволяет последовательно, без очевидных перерывов проследить по чередованию лёссов и ископаемых почв главные черты изменения природы той или иной территории на

протяжении всего плейстоцена. Изучение лёссово-почвенной формации подтверждает, что ведущими и определяющими изменения седиментационной обстановки в квартере были не столько оледенения, сколько общепланетарные климатические колебания.

Анализ лёссово-почвенной формации обладает немаловажным значением для обогащения науки рядом существенных деталей таких процессов, сведения о которых трудно, а порой и невозможно получить при изучении других плейстоценовых образований. Так, сохранившиеся в ней признаки происходивших в прошлом криогенных процессов проливают свет на историю многолетней мерзлоты в плейстоцене.

Безусловно, не все изложенное здесь, равно как и сама карта лёссоидов России (рис. 1), является окончательным и полностью обоснованным. Некоторые выводы, особенно те, которые относятся к гелазской части плейстоцена, недавно присоединенной к квартеру, требуют дальнейшего уточнения.

Статья написана в результате работ ВСЕГЕИ по составлению карты четвертичных образований Российской Федерации м-ба 1 : 2 500 000 и в рамках тематического плана СПбГУ.

1. Астахов В. И. Позднеплейстоценовая обстановка осадконакопления в центре Западной Сибири // Плейстоцен Сибири. Стратиграфия и межрегиональные корреляции. — 1989. — С. 118—126. (Тр. Ин-та геол. и геофизики СО АН СССР; Вып. 657).

2. Астахов В. И., Свенсен Й.-И. Покровная формация финального плейстоцена на крайнем северо-востоке Европейской России // Региональная геология и металлогения. — 2011. — № 47. — С. 12—27.

3. Васильчук Ю. К., Котляков В. М. Основы изотопной геокриологии и гляциологии. — М.: Изд-во МГУ, 2000. — 616 с.
4. Величко А. А., Исаева Л. Л., Фаустова М. А. Четвертичные оледенения на территории СССР. — М.: Наука, 1987. — 118 с.
5. Величко А. А., Грибченко Ю. Н., Губонина З. П. и др. Основные черты строения лёссово-почвенной формации // Лёссово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины. — М.: Ин-т географии РАН, 1997. — С. 5–25.
6. Гаврилов К. Н., Очередной А. К., Желтова М. Н. Культурная география палеолита Восточно-Европейской равнины: от микона до эпиграветта. Путеводитель конференции — полевого семинара. — М.: Ин-т археологии РАН, 2019. — 204 с.
7. Глушанкова Н. И. Строение, состав и условия формирования новейших отложений в бассейне Нижней Камы // Литология и полезные ископаемые. — 2015. — № 3. — С. 215–227.
8. Глушанкова Н. И., Агаджанян А. К. Палеогеографическая обусловленность формирования и распространения перигляциально-лёссовой формации неоплейстоцена в бассейнах рек Суры, Вятки, Камы // Известия Русского географического общества. — 2017. — № 149, вып. 5. — С. 56–80.
9. Губин С. В. Позднеплейстоценовое почвообразование на территории Северо-Востока Евразии // Докл. РАН. — 1996. — Т. 351, № 4. — С. 544–546.
10. Дроздов Н. И., Чеха В. П., Хазартс П. Геоморфология и четвертичные отложения Куртаского георхологического района (Северо-Минусинская впадина). — Красноярск: КГПУ, 2005. — 111 с.
11. Ербаева М. А. и др. Новый опорный разрез плейстоцена Улан-Жалга в Западном Забайкалье / М. А. Ербаева, А. Шетников, А. Ю. Казанский, Г. Г. Матасова, Ф. И. Хензыхенова, И. А. Филинов, О. Д.-Ц. Намзалова, И. О. Нечаев // Докл. РАН. — 2019. — Т. 488, № 3. — С. 277–281.
12. Заррина Е. П., Каплянская Ф. А., Краснов И. И. и др. Перигляциальная формация Западно-Сибирской низменности // Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР. — М.: Госгеолтехиздат, 1961. — С. 54–104.
13. Зыкина В. С., Зыкин В. С. Лёссово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене. — Новосибирск: Гео, 2012. — 477 с.
14. Колеватых Е. А. К вопросу о генезисе и геохимии покровных суглинков Вятско-Камского Предуралья // Литосфера. — 2010. — № 6. — С. 55–65.
15. Колпаков В. В. Об ископаемых пустынях нижнего течения р. Лены // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. — 1970. — № 37. — С. 75–82.
16. Лёссовые породы СССР В 2 т. Т. 2: Региональные особенности / под ред. Е. М. Сергеева и др. — М.: Недра, 1986. — 275 с.
17. Мартынов В. А. Верхнеплиоценовые и четвертичные отложения южной части Западно-Сибирской низменности // Четвертичный период Сибири. — М.: Наука, 1966. — С. 9–23.
18. Методическое пособие по составлению мелкомасштабных карт четвертичных образований к Госгеолкарте-1000/3 / под ред. Е. А. Мининой, В. В. Старченко. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2005. — 190 с.
19. Молостовский Э. А., Богачкин А. Б., Рудянов И. Ф. Магнитостратиграфия лёссово-почвенной формации Восточного Предкавказья // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отд. геол. — М., 2001. — Т. 76, вып. 6. — С. 54–62.
20. Павлюткин Б. И., Петренко Т. И. Стратиграфия палеоген-неогеновых отложений Приморья. — Владивосток: Дальнаука, 2010. — 164 с.
21. Попов А. И. Покровные суглинки и полигональный рельеф Большеземельской тундры // Вопросы географического мерзлотоведения и перигляциальной морфологии. — М.: МГУ, 1962. — С. 109–130.
22. Рященко Т. Г. и др. Гипотезы формирования бурых суглинков Приморья: ретроспектива и новый взгляд (Дальний Восток России) / Т. Г. Рященко, Н. Н. Ухова, С. И. Штельмах, Н. И. Белянина, П. С. Белянин // Тихоокеанская геология. — 2011. — Т. 30, № 3. — С. 80–92.
23. Сергеев Е. М. (ред.). Карта прогноза просадочности территории распространения лёссовых пород в СССР. Масштаб 1 : 2 500 000. — М., 1989.
24. Томирдиаро С. В., Черненький Б. И. Криогенно-эоловые отложения Восточной Арктики и Субарктики. — М.: Наука, 1987. — 197 с.
25. Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины / под ред. В. С. Волковой, А. Е. Бабушкина. — Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. — 64 с.
26. Шкатова В. К., Заррина Е. П. Четвертичные образования европейской части России. Геология и полезные ископаемые России. В шести томах. Том 1: Запад России и Урал. Книга 1: Запад России / под ред. Б. В. Петрова, В. П. Кирикова. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. — С. 167–194.
27. Frechen M. The loess record from the section at Kurtak in Middle Siberia / M. Frechen, A. Zander, V. Zykina, W. Boenigk // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. — 2005. — Vol. 228. — Pp. 228–244.
28. Haase D., Fink J., Haase G. et al. Loess in Europe — its spatial distribution based on a European Loess Map, scale 1:2,500,000 // Quaternary Science Reviews. — 2007. — Vol. 26. — Pp. 1301–1312.
29. Kurbanov R. N., Yanina T. A., Murray A. S. et al. Diversity of loess: properties, stratigraphy, origin and regional features: Field trip guide Loessfest 2018, September 23–29. — Volgograd, Russia, 2018. — 64 p.
30. Muhs D. R. Loess deposits, origins and properties // Encyclopedia of Quaternary Science. — Elsevier, 2007. — Pp. 1405–1418.
31. Murton J. B., Goslar T., Edwards M. E. et al. Palaeoenvironmental interpretation of yedoma silt (ice complex) deposition as cold-climate loess, Duvanny Yar, Northeast Siberia // Permafrost and Periglacial Processes, 2015, vol. 26, no. 3, pp. 208–288.
32. Murton J. B., Edwards M. E., Lozhkin A. V. et al. Preliminary paleoenvironmental analysis of permafrost deposits at Batagaika megaslump, Yana Uplands, northeast Siberia // Quaternary Research. — 2017. — Vol. 87, no. 2. — Pp. 314–330.
33. Möller P., Bolshiyarov D. and Bergsten H. Weichselian geology and palaeoenvironmental history of the central Taimyr Peninsula, Siberia, indicating no glaciation during the last global glacial maximum // Boreas. — 1999. — Vol. 28, № 1. — Pp. 92–114.
34. Panin P. G., Timireva S. N., Konstantinov E. A. et al. Plio-Pleistocene paleosols: loess-paleosol sequence studied in the Beregovoye section, the Crimean Peninsula // Catena. — 2019. — Vol. 172. — Pp. 590–618.
35. Pécsi M. Loess is not just the accumulation of dust // Quaternary International. — 1990. — Vol. 7/8. — Pp. 1–21.
36. Péwé T., Journaux A. Origin and character of loess-like silt in unglaciated south-central Yakutia, Siberia // Geological Survey. Professional paper 1262. — Washington: United States Government Printing Office. — 1983. — 46 p.
37. Sher A. V. et al. New insights into the Weichselian environment and climate of the East Siberian Arctic derived from fossil insects, plants and mammals / A. V. Sher, S. A. Kuzmina,

T. V. Kuznetsova, L. D. Sulerzhitsky // *Quaternary Science Reviews*. — 2005. — Vol. 24. — Pp. 553–569.

38. Velichko A. A., Catto N. R., Kononova M. Yu. et al. Progressively cooler, drier interglacials in southern Russia through the Quaternary: Evidence from the Sea of Azov region // *Quaternary International*. — 2009. — Vol. 198. — Pp. 204–219.

39. Velichko A. A., Morozov T. D., Nechaev V. P. et al. Loess/paleosol/cryogenic formation and structure near the northern limit of loess deposition, East European Plain, Russia // *Quaternary International*. — 2006. — Vol. 152–153. — Pp. 4–30.

40. Wetterich S., Murton J. B., Toms P. et al. Ancient permafrost of the Batagay megaslump (East Siberia) — first insights into chronostratigraphy // *Processes and Palaeo-environmental changes in the Arctic: from past to present (PalaeoArc)*. 2nd International Conference. — URL: <https://www.hzdr.de/publications/Publ-30327> (дата обращения: 21.05.2021).

1. Astakhov V. I. Pozdnepleystotsenovaya obstanovka osadkonakopleniya v tsentre Zapadnoy Sibiri [Late Pleistocene sedimentary environment in the center of West Siberia]. *Pleistotsen Sibiri. Stratigrafiya i mezhrayonal'nye korrelyatsii*, 1989, pp. 118–126. (In Russian).

2. Astakhov V. I., Svensen Y.-I. Pokrovnaya formatsiya final'nogo pleystotsena na krainem severo-vostoke Evropeyskoy Rossii [Covering formation of the final Pleistocene in the extreme northeast of European Russia]. *Regional Geology and Metallogeny*, 2011, no. 47, pp. 12–27. (In Russian).

3. Vasil'chuk Yu. K., Kotlyakov V. M. Osnovy izotopnoy geokriologii i glyatsiologii [Fundamentals of isotope geocryology and glaciology]. Moscow, 2000, 616 p.

4. Velichko A. A., Isaeva L. L., Faustova M. A. Chetvertichnye oledneniya na territorii SSSR [Quaternary glaciation on the territory of the USSR]. Moscow, Nauka, 1987, 118 p.

5. Velichko A. A., Gribchenko Yu. N., Gubonina Z. P. et al. Osnovnye cherty stroeniya lessovo-pochvennoy formatsii [The main features of the structure of the loess-soil formation]. *Lessovo-pochvennaya formatsiya Vostochno-Evropeyskoy ravniny*, Moscow, 1997, pp. 5–25. (In Russian).

6. Gavrilov K. N., Ocherednoy A. K., Zheltova M. N. Kul'turnaya geografiya paleolita Vostochno-Evropeyskoy ravniny: ot mikoka do epigravetta. Putevoditel' konferentsii — polevogo seminar [The cultural geography of the Palaeolithic in the East-European plain: from the Micoquian to the Epigravettian. Conference field workshop guide book]. Moscow, 2019, 204 p.

7. Glushankova N. I. Structure, composition, and depositional environments of recent sediments in the Lower Kama river basin. *Lithology and Mineral Resources*, 2015, no. 3, pp. 215–227. (In Russian).

8. Glushankova N. I., Agadjanian A. K. Paleogeographical conditionality of formation and distribution of periglacial-loess formation of Neo-Pleistocene in basins of the rivers Sura, Vyatka, Kama. *Izvestiya Russkogo geograficheskogo obshchestva*, 2017, no. 149, iss. 5, pp. 56–80. (In Russian).

9. Gubin S. V. Pozdnepleystotsenoe pochvoobrazovanie na territorii Severo-Vostoka Evrazii. *Doklady Earth Sciences*, 1996, vol. 351, no. 4, pp. 544–546. (In Russian).

10. Drozdov N. I., Chekha V. P., Khazarts P. Geomorfologiya i chetvertichnye otlozheniya Kurtakskogo geokriologicheskogo rayona (Severo-Minusinskaya vpadina) [Geomorphology and Quaternary deposits of the Kurtak geoarchaeological region (North-Minusinsk depression)]. Krasnoyarsk, 2005, 111 p.

11. Erbaeva M. A., Shchetnikov A. A., Kazanskiy A. Yu. et al. Novyy opornyy razrez pleystotsena Ulan-Zhalga v Zapadnom Zabaykal'e [New Pleistocene key section Ulan-Zhalga of the Western Transbaikalia]. *Doklady Earth Sciences*, 2019, vol. 488, no. 3, pp. 277–281. (In Russian).

12. Zarrina E. P., Kaplyanskaya F. A., Krasnov I. I. et al. Periglyatsial'naya formatsiya Zapadno-Sibirskoy nizmennosti [Periglacial formation of the West Siberian lowland]. *Materialy po chetvertichnoy geologii i geomorfologii SSSR*. Moscow, 1961, pp. 54–104. (In Russian).

13. Zykina V. S., Zykin V. S. Lessovo-pochvennaya posledovatel'nost' i evolyutsiya prirodnoy sredy i klimata Zapadnoy Sibiri v pleystotsene [Loess-soil sequence and evolution of the natural environment and climate of Western Siberia in the Pleistocene]. Novosibirsk, Geo, 2012, 477 p.

14. Kolevatykh E. A. K voprosu o genezise i geokhimii pokrovnykh cuglinkov Vyatsko-Kamskogo Predural'ya [On the genesis and geochemistry of mantle loams in the Vyatka-Kama Cis-Uralia]. *Litosfera*, 2010, no. 6, pp. 55–65. (In Russian).

15. Kolpakov V. V. Ob iskopaemykh pustynnykh nizhnego techeniya r. Leny [About the fossil deserts of the lower reaches of the river Lena]. *Byulleten' Komissii po izucheniyu chetvertichnoy perioda*. 1970, no. 37, pp. 75–82. (In Russian).

16. Lessovye porody SSSR. V 2 t. T. 2: Regional'nye osobennosti [Loess rocks of the USSR. In 2 volumes. Vol. 2: Regional features]. Ed. E. M. Sergeev et al. Moscow, Nedra, 1986, 275 p.

17. Martynov V. A. Verkhnepleystotsenove i chetvertichnye otlozheniya yuzhnoy chasti Zapadno-Sibirskoy nizmennosti [Upper Pleistocene and Quaternary deposits of the southern part of the West Siberian lowland]. *Chetvertichnyy period Sibiri*. Moscow, Nauka, 1966, pp. 9–23. (In Russian).

18. Metodicheskoe posobie po sostavleniyu melkomasshtabnykh kart chetvertichnykh obrazovaniy k Gosgeol'karte-1000/3 [Methodological manual for the compilation of small-scale maps of Quaternary formations to the State Geological Map-1000/3]. Eds.: E. A. Minina, V. V. Starchenko. St. Petersburg, VSEGEI, 2005, 190 p.

19. Molostovskiy E. A., Bogachkin A. B., Rudyanov I. F. Magnitostratigrafiya lessovo-pochvennoy formatsii Vostochnogo Predkavkaz'ya [Magnetostatigraphy of the loess-soil formation of the Eastern Caucasasia]. *Byulleten' Moskovskogo obshchestva ispytateley prirody. Otdelenie geologii*. Moscow, 2001, vol. 76, iss. 6, pp. 54–62. (In Russian).

20. Pavlyutkin B. I., Petrenko T. I. Stratigrafiya paleogeneogenovykh otlozheniy Primor'ya [Stratigraphy of the Paleogene-Neogene deposits of Primorye]. Vladivostok, Dal'nauka, 2010, 164 p.

21. Popov A. I. Pokrovnye suglinki i poligonal'nyy rel'ef Bol'shezemel'skoy tundry [Covering loams and polygonal relief of the Bolshezemelskaya tundra]. *Voprosy geograficheskogo merzlotovedeniya i periglyatsial'noy morfologii*. Moscow, 1962, 109–130. (In Russian).

22. Ryashchenko T. G., Ukhova N. N., Shtel'makh S. I., Belyanina N. I., Belyanin P. S. Hypotheses of the brown loam formation in the Primorye region (Russian Far East): hindsight and the new view. *Russian Journal of Pacific Geology*, 2011, vol. 30, no. 3, pp. 80–92. (In Russian).

23. Karta prognoza prosadochnosti territorii rasprostraneniya lessovykh porod v SSSR. Masshtab 1 : 2 500 000 [Map of the forecast of subsidence of the territory of distribution of loess rocks in the USSR. Scale 1:2,500,000]. Moscow, 1989.

24. Tomirdiaro S. V., Chernen'kiy B. I. Kriogenno-eolovye otlozheniya Vostochnoy Arktiki i Subarktiki [Cryogenic-aeolian deposits of the Eastern Arctic and Subarctic]. Moscow, Nauka, 1987, 1987 p.

25. Unifitsirovannaya regional'naya stratigraficheskaya skhema chetvertichnykh otlozheniy Zapadno-Sibirskoy ravniny [Unified Regional Stratigraphic Scheme of Quaternary Deposits

of the West Siberian Plain]. Eds.: V. S. Volkova, A. E. Babushkin. Novosibirsk, 2000, 64 p., 3 pril.

26. Shkatova V. K., Zarrina E. P. Chetvertichnye obrazovaniya evropeyskoy chasti Rossii. Geologiya i poleznye iskopaemye Rossii. V 6 tomakh. Tom 1: Zapad Rossii i Ural. Kniga 1: Zapad Rossii [Quaternary formations of the European part of Russia. Geology and mineral resources of Russia. In 6 volumes. Volume 1: West of Russia and the Urals. Book 1: West of Russia]. Eds.: B. V. Petrov, V. P. Kirikov. St. Petersburg, VSEGEI, 2006, pp. 167–194.

27. Frechen M., Zander A., Zykina V., Boenigk W. The loess record from the section at Kurtak in Middle Siberia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2005, vol. 228, pp. 228–244.

28. Haase D., Fink J., Haase G. et al. Loess in Europe – its spatial distribution based on a European Loess Map, scale 1:2,500,000. *Quaternary Science Reviews*, 2007, vol. 26, pp. 1301–1312.

29. Kurbanov R. N., Yanina T. A., Murray A. S. et al. *Diversity of loess: properties, stratigraphy, origin and regional features: Field trip guide Loessfest 2018*, September 23–29, Volgograd, Russia, 2018, 64 p.

30. Muhs D. R. Loess deposits, origins and properties. *Encyclopedia of Quaternary Science*, Elsevier, 2007, pp. 1405–1418.

31. Murton J. B., Goslar T., Edwards M. E. et al. Palaeoenvironmental interpretation of yedoma silt (ice complex) deposition as cold-climate loess, Duvanny Yar, Northeast Siberia. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2015, vol. 26, no. 3, pp. 208–288.

32. Murton J. B., Edwards M. E., Lozhkin A. V. et al. Preliminary paleoenvironmental analysis of permafrost deposits at Batagaika megaslump, Yana Uplands, northeast Siberia. *Quaternary Research*, 2017, vol. 87, no. 2, pp. 314–330.

33. Möller P., Bolshiyarov D. and Bergsten H. Weichselian geology and palaeoenvironmental history of the central Taimyr Peninsula, Siberia, indicating no glaciation during the last global glacial maximum. *Boreas*, 1999, vol. 28, no. 1, pp. 92–114.

34. Panin P. G., Timireva S. N., Konstantinov E. A. et al. Plio-Pleistocene paleosols: loess-paleosol sequence studied in the Beregovoye section, the Crimean Peninsula. *Catena*, 2019, vol. 172, pp. 590–618.

35. Pécsi M. Loess is not just the accumulation of dust. *Quaternary International*, 1990, vol. 7/8, pp. 1–21.

36. Péwé T., Journaux A. Origin and character of loess-like silt in unglaciated south-central Yakutia, Siberia. *Geological Survey. Professional paper 1262*. Washington, United States Government Printing Office, 1983, 46 p.

37. Sher A. V., Kuzmina S. A., Kuznetsova T. V., Sulerzhitsky L. D. New insights into the Weichselian environment and climate of the East Siberian Arctic derived from fossil insects, plants and mammals. *Quaternary Science Reviews*, 2005, vol. 24, pp. 553–569.

38. Velichko A. A., Catto N. R., Kononova M. Yu. et al. Progressively cooler, drier interglacials in southern Russia through the Quaternary: Evidence from the Sea of Azov region. *Quaternary International*, 2009, vol. 198, pp. 204–219.

39. Velichko A. A., Morozov T. D., Nechaev V. P. et al. Loess/paleosol/cryogenic formation and structure near the northern limit of loess deposition, East European Plain, Russia. *Quaternary International*, 2006, vol. 152–153, pp. 4–30.

40. Wetterich S., Murton J. B., Toms P. et al. Ancient permafrost of the Batagay megaslump (East Siberia) – first insights into chronostratigraphy. *Processes and Palaeoenvironmental changes in the Arctic: from past to present (PalaeoArc 2021)*. 2nd International Conference, Pisa, 24–28 May 2021, 2021, p. 95, available at: <https://doi.org/10.3301/ABSGI.2021.02> (accessed 21 May 2021).

Астахов Валерий Иванович – профессор, СПбГУ¹; вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ². <val@nb15514.spb.edu>

Пестова Людмила Егоровна – вед. геолог, ВСЕГЕИ². <Ludmila_Pestova@vsegei.ru>

Шкатова Валентина Кронидовна – канд. геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ².

<Valentina_Shkatova@vsegei.ru>

Astakhov Valeriy Ivanovich – Professor, SPbU¹; Leading Researcher, VSEGEI². <val@nb15514.spb.edu>

Pestova Lyudmila Egorovna – Leading Geologist, VSEGEI². <Ludmila_Pestova@vsegei.ru>

Shkatova Valentina Kronidovna – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, VSEGEI².

<Valentina_Shkatova@vsegei.ru>

¹ Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ). Университетская наб., д. 7–9, Санкт-Петербург, Россия, 199034.

St. Petersburg University (SPbU). 7-9 Universitetskaya nab., St. Petersburg, Russia, 199034.

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, Россия, 199106.

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

О возрасте, генезисе и минерализации каспинской свиты (юг Красноярского края)

В пределах Минусинских впадин и их горного обрамления на юге Красноярского края широко развиты полигенетические отложения каспинской свиты, изученные многими геологами при геологосъемочных и поисковых работах. В свиту объединялись склоновые образования, которые считаются продуктами переотложения площадных и линейных кор выветривания, озерно-аллювиальные и полигенетические отложения сложного генезиса. Интерес к изучению отложений свиты вызван периодической корректировкой нижней границы четвертичной системы, в связи с чем особое внимание исследователи квартера уделяют нижнечетвертичным отложениям. Кроме того, с отложениями свиты связаны некоторые перспективы боксито- и марганценосности, а в золотороссыпных районах — золотоносности.

Ключевые слова: квартал, кора выветривания, бокситы, марганец, золото.

N. N. POPOVA, T. G. PROSHINA (JSC «Siberian PGO»)

On the age, genesis, and mineralogy of the Kaspia Formation (south of the Krasnoyarsk Region)

Polygenetic deposits of the Kaspia Fm. are widespread within the Minusinsk depressions and their mountain border in the southern part of the Krasnoyarsk Region. They have been studied by many geologists during geological surveys and exploration. Slope rocks, which are considered to be products of re-deposition of areal and linear weathering crusts, lacustrine-alluvial and polygenetic deposits of complex genesis were included in this formation. The interest in studying the formation deposits is caused by the regular revision of the lower Quaternary boundary; therefore, researchers of the Quaternary pay particular attention to the investigation of the Lower Quaternary sediments. In addition, some prospects for bauxite - and manganese-bearing deposits are associated with sediments of this formation, and in areas of gold placers, with gold potential.

Keywords: Quaternary, weathering crust, bauxite, manganese, gold.

Для цитирования: Попова Н. Н., Прошина Т. Г. О возрасте, генезисе и минерализации каспинской свиты (юг Красноярского края) // Региональная геология и металлогения. — 2021. — № 87. — С. 61–68. DOI: 10.52349/0869-7892_2021_87_61-68

Введение. Впервые образования свиты были изучены в скважинах при поисковых работах на бокситы В. А. Астаховым в 1966 г. в одноименной Каспинской впадине [2]. Впадина находится на юго-западном склоне низкорослой части Восточного Саяна (рис. 1) и имеет эрозионно-тектоническое происхождение. Она состоит из разрозненных и небольших по площади понижений, представляющих собой реликты некогда обширной озерной котловины неогенового возраста (впадины Ключвенного болота, ручьев Красногорский и Слюсаревский), разделенных между собой водоразделами с абсолютной отметкой 500–800 м, относительным превышением 50–150 м и пологими задернованными склонами. Палеозойские породы в пределах впадин перекрыты мощным чехлом (до 70 м) рыхлых образований.

В сводном разрезе рыхлых образований впадины формирования каспинской свиты залегают на озерно-болотных отложениях слюсаревской свиты неогена и перекрываются с размывом

озерными, озерно-аллювиальными, субаэральными осадками неоплейстоцена.

Каспинская свита в пределах впадины представлена красноцветными (красными, коричнево-красными) плотными глинами, содержащими сильно выветрелые дресвяно-щебнистые обломки коренных пород, линзы серо-зеленых глин, редко глыбы каменистого боксита и лимонита. Мощность свиты в Каспинской впадине достигает 30 м.

Подобные образования выделялись в долине среднего течения Енисея в пределах Северо-Минусинской, Сыдо-Ербинской впадин [4; 6], в районе Красноярска, севернее пос. Солонцы [11]. Отложения часто вскрыты скважинами, шурфами, залегают на коренных породах либо образованиях остаточной коры выветривания мел-палеогенового возраста.

Характеристика объекта изучения. Разрезы каспинской свиты были детально изучены

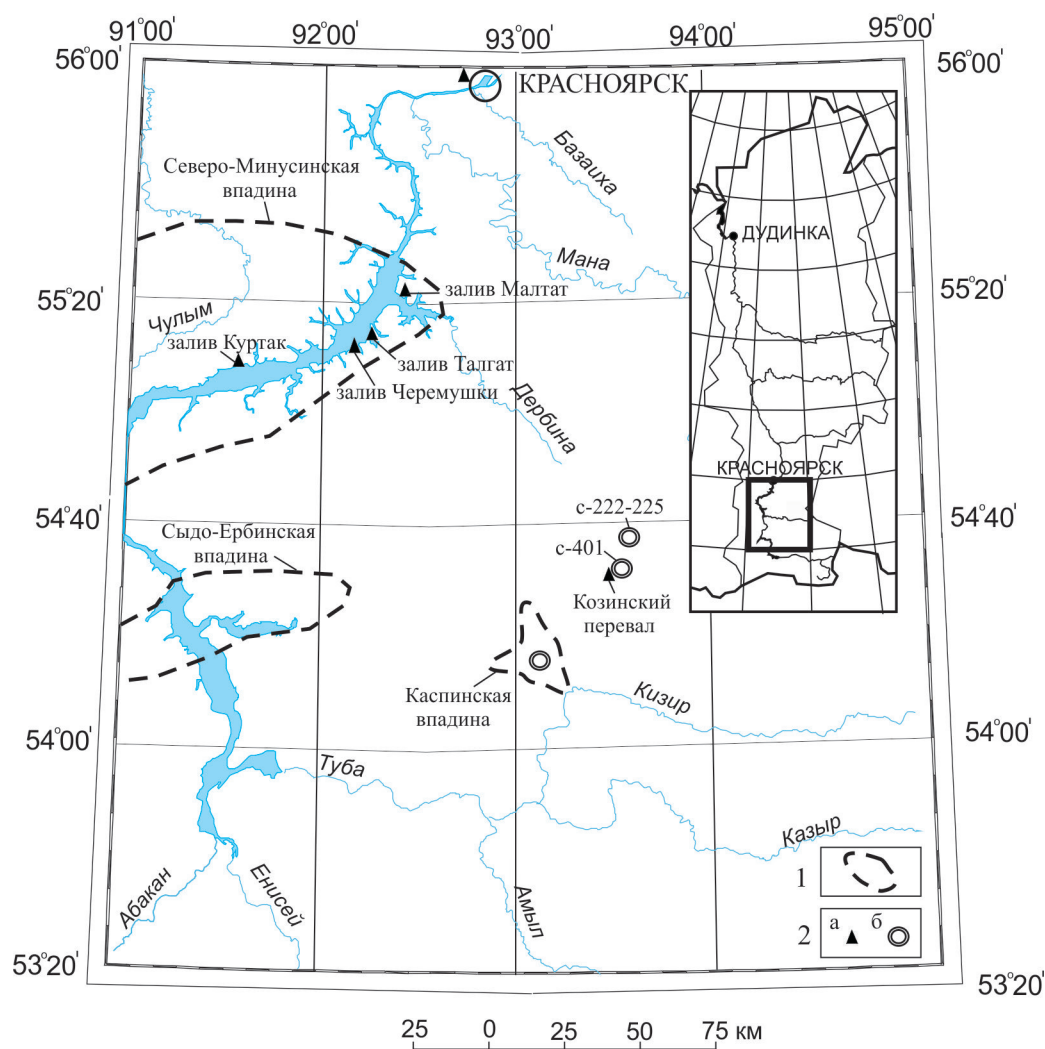


Рис. 1. Обзорная схема района работ

1 – границы впадин; 2 – разрезы (а), скважины (б), вскрывающие отложения каспийской свиты

авторами в ходе проведения геологического доизучения масштаба 1 : 200 000 [10] на водоразделе рек Джебь – Коза (обнажение Козинский перевал) и по бортам Красноярского водохранилища в пределах Северо-Минусинской впадины [4].

Обнажение Козинский перевал исследовано авторами во врезках высотой 20–30 м автодороги Красноярск – Минусинск (рис. 2).

Расчистками номер 143, 145 ($x = 526862$, $y = 6042538$) здесь были вскрыты охристо-красные плотные глины, насыщенные песком и щебнем. В глине отмечаются пестроокрашенные пятна, линзы желтого, розового, бежевого, бордового цветов, фрагменты разрушенных кварцевых жил, коренных пород (кремнистых сланцев, черных известняков), линзы маршаллита, железисто-марганцевые стяжения и конкреции размером до 20×20 см. Мощность глин достигает 30 м, они перекрыты плотными коричневыми делювиальными суглинками мощностью до 8 м.

По результатам термического и литологического анализов (аналитик Н. И. Петухова), материал глинисто-кремнистый с незначительной

примесью тяжелых минералов. Глинистая часть составляет от 15 до 30 % и представлена в основном плохо окристаллизованным монтмориллонитом и гидрослюдами, смешанными с гелями и гидрооксидами железа, также отмечаются гумусовые кислоты, листочки гиббсита. Песчаная часть почти полностью сложена кварцем, кремнистым материалом, кварцитовидными агрегатами, что подтверждается высокими содержаниями кремнезема (до 93,82 %), по данным химического анализа (таблица). Отмечаются кремнистые обломки с реликтовыми формами призматических кристаллов с дипирамидами на концах. Некоторые зерна окружены серпентиновым «футляром», иногда встречается двойной «футляр» из биотита и серпентина. Возможно, это продукты разрушения оливина.

Кроме того, присутствуют альмандин, циркон, практически во всех пробах – моноклинные пироксены, роговая обманка,grossулар, дистен, турмалин, эпидот, пирит, арсенопирит, псевдоморфозы лимонита по пириту, минералы марганца (вад-псиломелан, пиролюзит). В иммерсии



Рис. 2. Общий вид обнажения Козинский перевал (фото Н. Н. Поповой)

наблюдали также кремнистую массу с формой рисовых зерен (оливин?) с примесью гидрооксидов железа, комочков гидрослюдисто-монтмориллонитового состава, корочками вад-псиломелана. В «сахаровидной» кремнистой массе отмечаются мельчайшие кристаллики ромбической формы с высоким рельефом (титанит?).

По данным спектрального анализа, отложения характеризуются следующими повышенными содержаниями элементов (%): Ni – 0,01–0,03; Zn – 0,03–0,08; Co до 0,01; V до 0,03; Mn – > 1; P – > 1; Y до 0,02; Ag до 0,0008; Be до 0,015; Li до 0,01; Au до 0,007 г/т (атомная абсорбция).

В 2017–2019 гг. АО «Сибирское ПГО» проводило поисковые работы на марганец на Козинской площади, которая расположена в Курагинском районе Красноярского края недалеко от пос. Щетинкино. По результатам бурения, мощность отложений каспинской свиты составляет от 25 до 90 м.

В 100 м на северо-восток от описанного выше обнажения Козинский перевал была пробурена скв. 401, которая вскрыла красноцветные глинистые отложения свиты с обломками кремнистого состава, желваками железо-марганцевых конкреций (рис. 3). На глубине 90 м скважины обнаружены сильно трещиноватые закарстованные известняки колпинской свиты нижнего кембрия.

Помимо описанных выше разрезов при геологическом доизучении масштаба 1 : 200 000

**Сокращенные химические анализы
отложений каспинской свиты ***

Глубина отбора, м	Содержания, %			
	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	MnO
<i>Расчетка 143</i>				
1,0	67,54	8,41	< 0,1	0,036
3,0	64,97	7,94	< 0,1	0,045
6,0	66,77	9,17	< 0,1	0,027
9,0	64,97	10,79	< 0,1	0,040
13,0	63,05	8,21	< 0,1	0,013
16,0	62,28	8,21	< 0,1	0,013
19,0	65,87	11,25	< 0,1	0,026
22,0	60,36	7,09	< 0,18	0,14
<i>Расчетка 145</i>				
1,0	85,36	3,47	0,10	1,92
4,0	91,38	1,28	< 0,1	0,081
8,0	91,90	1,09	< 0,1	0,11
10,0	93,82	0,60	< 0,1	0,055
14,0	91,51	2,05	< 0,1	0,039
20,0	65,23	7,31	< 0,1	0,040
28,0	68,44	7,99	0,27	1,72

* Анализы выполнены в лаборатории ОАО «Красноярск-геолсъемка», 2006 г.

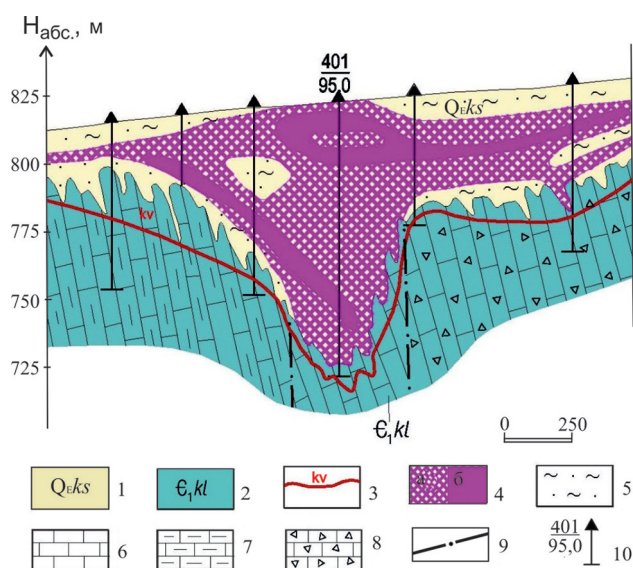


Рис. 3. Геологический разрез по буровой линии на Козинском перевале

1 — каспийская свита эоплейстоцена, красноцветные глины с обломками различных пород, железо-марганцевых конкреций; 2 — колпинская свита нижнего кембрия, известняки, алевролиты, песчаники, сланцы; 3 — граница дезинтеграции пород и карстообразования; 4 — зоны омарганцованных пород с содержанием марганца: а — 0,2–0,9 %, б — > 1 %; 5–8 — литологический состав пород: 5 — глины охристые, 6 — известняки, 7 — глинистые известняки, 8 — известняковые брекчии; 9 — разрывные нарушения; 10 — буровые скважины: числитель — номер скважины, знаменатель — глубина до забоя, м

в пределах Северо-Минусинской впадины по бортам Красноярского водохранилища (см. рис. 1) в абразионных обрывах высотой до 20 м (обнажения заливов Черёмушки, Талгат, Малтат) нами были изучены плотные обохренные «мусорные» суглинки с большим количеством щебня, дресвы, гальки как в массе отложений, так и в линзах причудливых форм (неправильной, шарообразной), также отнесенные к отложениям каспийской свиты [10]. В изученных разрезах отмечались фрагменты погребенной почвы, сложенной темно-бурой комковатой супесью с известковистыми выцветами. Очевидно, почва подвергалась сильному размыву до накопления вышележащих отложений и поэтому сохранилась не повсеместно.

Отложения залегают на коре выветривания по девонским отложениям, перекрыты озерно-аллювиальными серыми песками или покровными лёссовидными суглинками неоплейстоцена, но местами выходят на поверхность.

По данным термического анализа, глинистая фракция сложена монтмориллонитом с примесью гидрослюда, отмечаются зародыши галлуазита и гиббсита в лимонитовой оторочке. По результатам минералогического анализа, легкая фракция представлена кварцем, плагиоклазами, калиевым полевым шпатом (разрез залива Талгат), в небольшом количестве встречаются серицит, графит (разрез залива Черёмушки). В тяжелой фракции

преобладают гематит, магнетит, роговая обманка, эпидот-цоизит, циркон, в меньших количествах отмечен ильменит, турмалин, сфен, рутил, гранаты (разрез залива Талгат), в отложениях залива Черёмушки появляется барит (до 10 %).

Генезис отложений каспийской свиты. Генезис свиты дискуссионный. Большинство исследователей склоняются к тому, что отложения свиты — продукты переотложения остаточных кор выветривания делювиально-пролювиальным путем. Свидетельством этого являются включения обломочного материала, состав глинисто-матрикса, который представляет собой как бы перевернутый профиль коры выветривания, в нижней части разреза преобладает каолинит, в верхних — гидрослюда. Подобные коричнево-красные делювиально-пролювиальные, пролювиальные глины и суглинки с линзами и включениями щебня, гравия и песка, редкой гальки характерны для среднего- и верхнего эоплейстоцена Западного Забайкалья (разрез горы Тологой, низовья р. Селенга) [8].

Р. А. Цыкиным подобные образования интерпретировались как полигенетические отложения покрытого карста, выполняющие седиментационные коллекторы (КСК), развитые в карстовых депрессиях [9]. В нижней части подобных депрессий могут присутствовать маломощные обломочные отложения, некогда накопившиеся над растворимыми породами. В ходе дальнейшей эволюции карста они проседали и разрушались, причем обломки распределялись в остаточных продуктах растворения карбонатной породы (инфлювии). В нижней части КСК Р. А. Цыкин предлагал выделить базальный горизонт, сложенный такими элювиально-инфлювиальными отложениями, и вышележащий компенсационный горизонт, представленный терригенными отложениями с включением продуктов инфильтрационного и метасоматического неоэлювиального минералообразования (наличие гиббсита, образование железисто-марганцевых стяжений, пизолитов, бобовин) [9].

Возможно, в разрезах Красноярского водохранилища «мусорные» отложения свиты имеют селевый генезис. Некоторые исследователи [10] считают, что эти образования обладают чертами сходства с флоу-тиллом — мореной сплывания и рыхлыми грязекаменными отложениями, описанными для арктических равнин России. Причудливой формы линзы слаболитифицированного неогенового аллювия могут в таком случае являться отторженцами подстилающих пород, находившихся в вечномёрзлом состоянии и включенных в диамиктон в результате их отрыва и дальнейшего перемещения в замороженном виде.

По интерпретации В. П. Чехи, в Куртаковском геологическом районе (залив Куртак) нижняя толща — глинисто-песчаная с галечником и щебнем, с косой, линзовидно-волнистой слоистостью обладает аллювиальным генезисом,

верхняя — лёссовидная алевритовая, карбонатная — делювиальным, представляя собой первое проявление четвертичного лёссовобразования [1].

Возраст каспийской свиты. Большинство исследователей сходятся на эоплейстоценовом возрасте образований свиты. Об этом свидетельствуют немногочисленные находки ископаемых спор и пыльцы, фауны и палеомагнитные данные.

По набору видов и преобладанию в древесной части пыльцы березы в спорово-пыльцевых спектрах (СПС) из отложений свиты в Каспийской впадине М. П. Гричук сопоставляла каспийскую свиту с кочковской свитой Предалтайской равнины [2]. В связи с понижением нижней границы квартера и выделением эоплейстоцена из плиоцена кочковская свита в настоящее время имеет эоплейстоценовый возраст.

В СПС из разреза залива Малтат ведущую роль играет пыльца древесных пород: *Betulaceae*, *Betula* sect. *Nanae*. Из пыльцы трав отмечаются: *Artemisia*, *Plantaginaceae*, *Ephedra* (определения М. П. Дербан). Полученные СПС характерны для достаточно холодных сухих климатических условий, которыми характеризуется верхнее звено эоплейстоцена.

Возраст озерно-аллювиальных отложений каспийской свиты в Сыдо-Ербинской впадине, по данным спорово-пыльцевого анализа и фауны остракод, был принят позднеплиоцен-эоплейстоценовым [11].

К отложениям свиты в заливе Куртак приурочены остатки мелких млекопитающих *Microtus* (*Pitymys*) cf. *Hintoni*, *Prolagurua pannonicus* Kormos, *Allophaiomys pliocaenicus* Kormos, *Mimomys intermedius* Newton, характерных для верхов эоплейстоцена (раздольинский комплекс Западной Сибири). Кроме того, отложения имеют обратную намагниченность эпохи Матюяма [1].

Для свиты в разрезе Козинского перевала в 2006 г. палинологом Т. Г. Прошиной были выделены палиноспектры с преобладанием древесной группы растений (до 98 %) над споровыми. Отмечалась пыльца березы (до 30 %) древовидной формы с примесью кустарничковой, среди хвойных — пыльца пихты, ели, разных видов р. *Pinus* как близких современным (*Pinus sibirica* (Rupr.) Mayr., *Pinus silvestris* L.), так и экзотических (*P. sub/gen Haploxylon*, *P. sub/gen Diploxylon*, *P. aff. silvestris*, *P. sibiriciformis*). По всему разрезу отмечается низкое содержание травянистых. Споры представлены папоротниками семейства *Polypodiaceae* и единичными спорами плаунов. Смена березовых лесов таежной растительностью южного типа отмечается в Западной Сибири для эоплейстоцена [5]. Климат со времени накопления осадков остаточных кор выветривания изменился в сторону уменьшения континентальности и увеличения влажности. По палинологическим данным, возраст свиты был определен как эоплейстоценовый.

СПС из красноцветных глин каспийской свиты, вскрытых скважинами на Козинской

марганценовой площади в 2018–2019 гг., характеризуются преобладанием группы древесных растений — до 93,7 %. Преимущественно это пыльца хвойных пород — *Pinus* подрода *Haploxylon* (*P. cembraeformis*, *P. strobiformis*, *P. sibiriciformis*), *Pinus* подрода *Diploxylon*, близких современным *Pinus sibirica* (Rupr.) Mayr. и *Pinus silvestris* L., *Abies*, *Picea* (рис. 4).

В нижней части отложений доминируют светлохвойные виды сосен подрода *Diploxylon* (до 22,0 %), *Pinus* aff. *silvestris* (до 9,0 %), *Pinus silvestris* (до 12,0 %). Содержание пыльцы темнохвойных сосен меньше: *Pinus* подрода *Haploxylon* — менее 13,0 %, *P. cembraeformis*, *P. strobiformis*, *P. sibiriciformis*, *Pinus sibirica* в совокупности менее 25,0 %. *Abies* — не превышает 10,0 %, *Picea* — около 1,0 %. Из лиственных пород представлена *Betula* (более 10 %), преимущественно древовидные виды. Единично встречается пыльца теплоумеренных видов — *Corylus* (до 6,0 %), *Quercus* (до 3,0 %).

Травянистые и споровые растения малочисленны и не отличаются разнообразием. Из трав отмечена пыльца *Artemisia* и *Chenopodiaceae*, споровые представлены семейством *Polypodiaceae*. СПС характеризуют светлохвойную таежную растительность. Наряду с представителями бореальной флоры в лесах произрастали хвойные экзоты и образцы теплоумеренной флоры. Климат во время формирования глин интервала 9,0–8,0 м был достаточно сухой и теплее современного.

Выше по разрезу наблюдаются изменения в составе спорово-пыльцевых спектров. При сохраняющемся доминировании древесной группы растений в ее составе снижается роль светлохвойных сосен и возрастает — темнохвойных. Увеличивается содержание *Abies*, *Picea*, *Betula*. Из представителей теплоумеренной флоры присутствует в небольшом количестве *Corylus*. Процентное содержание травянистых меняется мало, но они становятся более разнообразными — *Asteraceae*, *Artemisia*, *Polygonaceae*, *Onagraceae*, *Roaceae*, *Chenopodiaceae*, *Euphorbiaceae*, *Geraniaceae* и другое разнотравье. Повышается значение споровых растений — до 21,0 %. Это папоротники семейства *Polypodiaceae*, мхи сфагновые *Sphagnum* и зеленые *Bryales*, плауны *Lycopodium*. СПС определяют растительность нижней части пояса темнохвойной тайги с участием экзотических хвойных. Местами сохранилась лещина. Изменение растительности при формировании глин в верхних частях разреза связано с усилением влажности и, вероятно, с похолоданием климата. Развитие хвойных лесов с участием экзотических сосен характерно для эоплейстоцена.

Иркутскими исследователями [3] при детальном изучении образцов донных отложений озера Байкал из керна BDP-96-1 «было установлено доминирование неморального темнохвойно-широколиственного комплекса до середины позднего плиоцена с последующим усилением бореальных черт в конце плиоцена — эоплейстоцене».

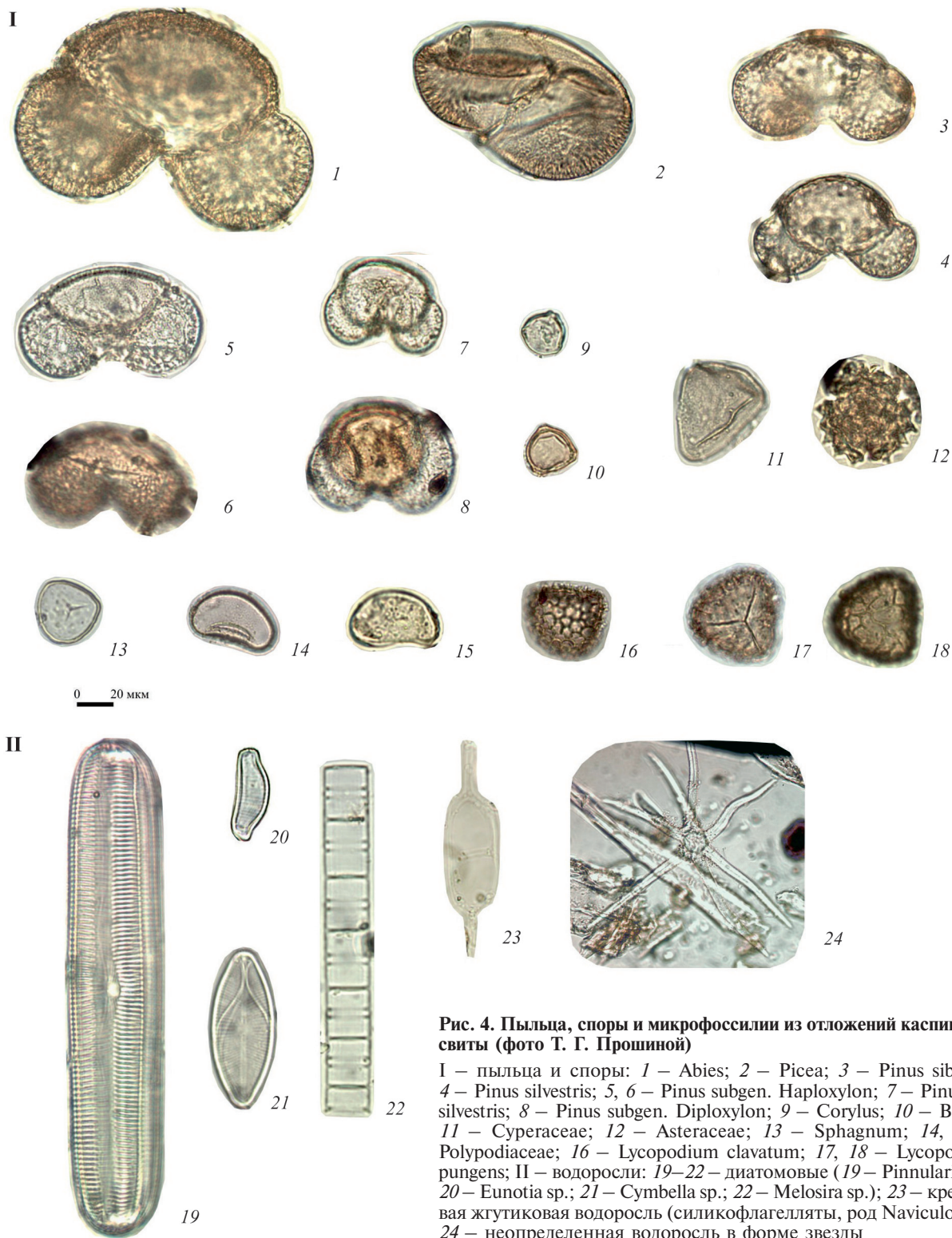


Рис. 4. Пыльца, споры и микрофоссилии из отложений каспийской свиты (фото Т. Г. Прошиной)

I – пыльца и споры: 1 – *Abies*; 2 – *Picea*; 3 – *Pinus sibirica*; 4 – *Pinus silvestris*; 5, 6 – *Pinus* subgen. *Haploxylon*; 7 – *Pinus* aff. *silvestris*; 8 – *Pinus* subgen. *Diploxylon*; 9 – *Corylus*; 10 – *Betula*; 11 – *Cyperaceae*; 12 – *Asteraceae*; 13 – *Sphagnum*; 14, 15 – *Polypodiaceae*; 16 – *Lycopodium clavatum*; 17, 18 – *Lycopodium pungens*; II – водоросли: 19–22 – диатомовые (19 – *Pinnularia* sp.; 20 – *Eunotia* sp.; 21 – *Cymbella* sp.; 22 – *Melosira* sp.); 23 – кремневая жгутиковая водоросль (силикофлагелляты, род *Naviculopsis*); 24 – неопределенная водоросль в форме звезды

СПС по скважинам на Козинском перевале содержат незначительное количество представителей термофильной флоры и достаточно много экзотических сосен, что дает возможность говорить о позднеплиоцен-эоплейстоценовом возрасте вмещающих их отложений.

В большинстве проб из глин присутствуют микрофоссилии в форме «звезды», которые постоянно встречались в отложениях в возрастном

диапазоне миоцен – эоплейстоцен в результате проведения ГДП-200 нового поколения на листе N-46-V (Кызыл), в эоплейстоценовых отложениях на листе N-46-II (Балахта).

В продуктах мацерации почти всех проб, отобранных из скважин, присутствуют створки преимущественно пресноводных диатомовых водорослей родов *Pinnularia* (несколько видов), *Eunotia* (*E. praerupta* Ehr.), *Gomphonema*, *Cymbella*,

Navicula и др. Наличие диатомовых водорослей указывает на существование пресного водоема во время формирования красноцветных глин.

В продуктах мацерации проб из одной скважины отмечены обломки центральных диатомовых водорослей и два экземпляра морских кремневых жгутиковых водорослей (силикофлагелляты, род *Naviculopsis*) со следами переотложения (см. рис. 4).

Таким образом, во время формирования красноцветных глин каспийской свиты на Козинском перевале получили распространение светлохвойные леса с участием хвойных экзотов и немногочисленных теплоумеренных видов, которые постепенно сменились темнохвойными лесами с меньшим участием экзотов и представителей теплоумеренной флоры. Климат, сначала сухой и теплый, стал более влажным и, видимо, холодным. Возможно, время формирования нижней части разреза свиты в пределах Козинской площади, когда климат был сухой и теплый, приходится на гелазий (бывший поздний плиоцен), а верхней, с более прохладным климатом — на эоплейстоцен в современном представлении стратиграфического расчленения квартера.

Минералогия каспийской свиты. Помимо щебня сланцев и эффузивов в пределах изучаемой впадины красноцветные глины и суглинки свиты содержат обломки *бурого железняка* и *бокситов*. Наличие обломков боксита и признаки присутствия гиббсита в глинистом материале (Al_2O_3 своб. до 10 %) послужили основанием для отнесения остаточной коры выветривания Каспийской впадины к латеритному типу [2; 10]. По мере отложения состав пород подвергался гидролитическому разложению терригенного материала с накоплением гидрооксидов железа и марганца, каолинов и природных пигментов, аллитов и бокситов, в некоторых случаях фосфоритов.

В верховьях р. Каспа известно также *марганцевое* оруденение. Красноцветные глины каспийской свиты здесь часто насыщены конкрециями, оолитовыми и желваковыми образованиями (до 8 см), примазками, точечными скоплениями марганцевых минералов. Содержания марганца в известняках, которые имеют в составе дендриты марганца и оолитообразные включения пиролюзит-псиломеланового состава, — 1–2 %, в глинах — десятые доли процента.

В верховьях р. Тарбатка и на правом берегу р. Каспа в истоках руч. Безымянный в аллювии и делювии были обнаружены обломки сланцев и брекчированных пород с содержанием марганца от 5,55 до 19,22 %, цинка и кобальта до 0,49 % с повышенным содержанием серебра, никеля, ртути.

На Козинской площади в результате проведенных поисковых работ в остаточной коре выветривания и отложениях каспийской свиты выделены линейные пологозалегающие (20° – 30°) зоны

гипергенного инфильтрационного марганцевого оруденения мощностью от 10 до 110 м и протяженностью 0,1–2,0 км с маломощными гнездами и рудными телами, погребенные и с выходом на поверхность. Руды рыхлые, состоят в основном из смеси сажистых и глинисто-сажистых кислородных соединений марганца (пиролюзит, псиломелан), гидрооксидов железа, кварца. Содержание (%): $\text{Mn}_{\text{общ}}$ 10,31–27–74, MnO_2 13,0–22,06, $\text{Fe}_{\text{общ}}$ 1,64–36,64 и SiO_2 10,48–47,05.

В Каспийской впадине по первично-золоторудным породам и рудам широко развиты остаточные и переотложенные коры выветривания с содержаниями золота в глинах по ряду скважин от 0,032 до 1,32 г/т [7]. Помимо этого, глины каспийской свиты пригодны для изготовления кирпича и цемента.

Выводы. По приведенному обзору доступных сведений генезис и возраст каспийской свиты остаются дискуссионными и требуют дальнейшего детального изучения.

Зоны делювиально-пролювиальной аккумуляции каспийской свиты на юге Красноярского края существовали в предгорных долинах и депрессионных понижениях горной области, обусловленных древними тектоническими нарушениями, в прибортовых частях долин, в верховьях логов и ручьев.

Озерно-аллювиальные отложения каспийской свиты заполняют субширотные долинообразные понижения Северо-Минусинской и Сыдо-Ербинской впадин, приустьевые и устьевые части субмеридиональных долин северо-восточной части Батеневского кряжа [11].

В изученных нами обнажениях и скважинах на Козинской площади отложения каспийской свиты представлены продуктами переотложения коры выветривания в условиях слаборасчлененных водораздельных поверхностей междуречья Сисима и Джеби, а также полигенетическими отложениями покрытого карста, выполняющими карстовые западины в карбонатно-терригенных породах кембрия.

Немногочисленные находки ископаемых спор и пыльцы, фауны и палеомагнитные данные с долей условности свидетельствуют о раннечетвертичном возрасте отложений свиты. Необходимо изучение возраста данного стратона с применением современных методов датирования: радиоуглеродного или оптически стимулированной люминесценции.

Дальнейшее изучение особенностей распространения отложений свиты и связь с ними рудных концентраций является задачей прогнозных поисковых работ на юге Красноярского края.

1. Археология и четвертичные отложения Куртаковского георазведочного района / Н. И. Дроздов, В. П. Чеха, Е. В. Артемьев, П. Хазартс. — Красноярск: Красноярский государственный педагогический университет им. В. П. Астафьева, 2007. — 136 с.

2. Астахов В. А., Раковец О. А. Некоторые результаты изучения кайнозойских образований Каспийской впадины // Проблемы изучения четвертичного периода. — М.: Наука, 1972. — С. 153–160.

3. Белов А. В. Растительность Прибайкалья как индикатор глобальных и региональных изменений природных условий Северной Азии в позднем кайнозое / А. В. Белов, Е. В. Безрукова, Л. П. Соколова, А. А. Абзаева, П. П. Летунцова, Е. Э. Фишер, Л. А. Орлова // География и природные ресурсы. — 2006. — Вып. 3. — С. 5–18.

4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Минусинская. Лист N-46-IX (Черемушки). Объяснительная записка / Составители: М. И. Семенов, Б. М. Должковой, И. Ф. Гусейнов, Н. Н. Попова, О. В. Епихина, П. И. Прыгун. — М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015. — 204 с.

5. Заклинская Е. Д. Стратиграфическое расчленение пыльцы голосеменных кайнозойских отложений Павлодарского Прииртышья и Северного Приаралья. — М.: Изд-во Академии наук СССР, 1957. — С. 162–163. — (Труды Геологического института; вып. 6).

6. Попова Н. Н. Новые данные по стратиграфии четвертичных образований в Дербинском районе // Геология и полезные ископаемые Красноярского края и республики Хакасия. — Красноярск: Красноярскгеолсъемка, 2003. — С. 133–138.

7. Попова Н. Н. Коры выветривания участка Каспа (Восточный Саян) и их минерогения // Журнал Сибирского федерального университета. Серия: Техника и технологии. — 2008. — Т. 1, № 3. — С. 234–246.

8. Равский Э. И. Осадконакопление и климаты внутренней Азии в антропогене. — М.: Наука, 1972. — С. 59–63.

9. Цыкин Р. А. Отложения и полезные ископаемые карста. — Новосибирск: Наука, 1985. — 165 с.

10. Цыкин Р. А., Попова Н. Н. Кайнозой северо-западной части Восточного Саяна. Геология и минерогения. — Красноярск: Сибирский федеральный университет, 2009. — 155 с.

11. Шаталина Т. А. К вопросу об эоплейстоценовом возрасте каспийской свиты // Геология и полезные ископаемые Красноярского края и республики Хакасия. Вып. 6. — Красноярск: Красноярскгеолсъемка, 2003. — С. 128–132.

Caspian depression]. *Problemy izucheniya chetvertichnogo perioda*. Moscow, Nauka, 1972, pp. 153–160. (In Russian).

3. Belov A. V., Bezrukova E. V., Sokolova L. P., Abzaeva A. A., Letunova P. P., Fisher E. E., Orlova L. A. Rastitel'nost' Pribaykal'ya kak indikator global'nykh i regional'nykh izmeneniy prirodnnykh usloviy Severnoy Azii v pozdnem kaynozoe [Vegetation of the Baikal region as an indicator of global and regional changes in the natural conditions of North Asia in the Late Cenozoic]. *Geography and Natural Resources*, 2006, iss. 3, pp. 5–18. (In Russian).

4. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1 : 200 000. Izдание второе. Seriya Minusinskaya. List N-46-IX (Cheremushki). Ob'yasnitel'naya zapiska [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:200,000. Second edition. Minusinskaya series. Sheet N-46-IX (Cheryomushki). Explanatory note]. Compilers: M. I. Semenov, B. M. Dolzhkovoy, I. F. Guseynov, N. N. Popova, O. V. Epikhina, P. I. Prygun. Moscow, MF VSEGEI, 2015, 204 p.

5. Zaklinskaya E. D. Stratigraficheskoe raschlenenie pyl'tsy golosemennyykh kaynozoysskikh otlozheniy Pavlodarskogo Priirtysh'ya i Severnogo Priaral'ya [Stratigraphic dissection of pollen from gymnosperms of Cenozoic deposits of Pavlodar Priirtysh and Northern Aral Sea region]. Moscow, Publishing house of the Academy of Sciences of the USSR, 1957, pp. 162–163.

6. Popova N. N. Novye dannye po stratigrafii chetvertichnykh obrazovaniy v Derbinskom rayone [New data on the stratigraphy of Quaternary formations in the Derbinsky region]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Krasnoyarskogo kraya i respubliky Khakasiya*. Krasnoyarsk, Krasnoyarskgeol's'emka, 2003, pp. 133–138. (In Russian).

7. Popova N. N. Kory vyvetrivaniya uchastka Kasp (Vostochnyy Sayan) i ikh minerogeniya [Weathering crust of the Kasp site (Eastern Sayan) and their minerogeny]. *Journal of Siberian Federal University. Engineering & Technologies*, 2008, vol. 1, no. 3, pp. 234–246. (In Russian).

8. Ravskiy E. I. Osadkonakopleniye i klimaty vnutrenney Azii v antropogene [Sediment accumulation and climates of inner Asia in the anthropogen]. Moscow, Nauka, 1972, pp. 59–63.

9. Tsykin R. A. Otlozheniya i poleznye iskopaemye karsta [Deposits and useful minerals of karst]. Novosibirsk, Nauka, 1985. 165 p.

10. Tsykin R. A., Popova N. N. Kaynozoy severo-zapadnoy chasti Vostochnogo Sayana. Geologiya i minerogeniya [Cenozoic of the northwestern part of the Eastern Sayan. Geology and Minerogeny]. Krasnoyarsk, Sibirskiy federal'nyy universitet, 2009, 155 p.

11. Shatalina T. A. K voprosu ob eopleystotsenovom voprosе kaspinskoy svity [On the question of the Eopleistocene age of the Kaspinskaya suite]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Krasnoyarskogo kraya i respubliky Khakasiya*. Vyp. 6. Krasnoyarsk, Krasnoyarskgeol's'emka, 2003, pp. 128–132. (In Russian).

1. Drozdov N. I., Chekha V. P., Artem'ev E. V., Khazarts P. Arkheologiya i chetvertichnye otlozheniya Kurtakskogo geoarcheologicheskogo rayona [Archeology and Quaternary sediments of the Kurtak geoarchaeological region]. Krasnoyarsk, 2007, 136 p.

2. Astakhov V. A., Rakovets O. A. Nekotorye rezul'taty izucheniya kaynozoysskikh obrazovaniy Kaspinskoy vpadiny [Some results of studying the Cenozoic formations of the

Попова Наталья Николаевна — канд. геол.-минерал. наук, вед. геолог, АО «Сибирское ПГО»¹. <pnn_kgs@mail.ru>
Прошина Тамара Гурьевна — вед. геолог, АО «Сибирское ПГО»¹. <227479@mail.ru>

Popova Natal'ya Nikolaevna — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Geologist, JSC «Siberian PGO»¹. <pnn_kgs@mail.ru>

Proshina Tamara Gur'evna — Leading Geologist, JSC «Siberian PGO»¹. <227479@mail.ru>

¹ Акционерное общество «Сибирское производственно-геологическое объединение» (АО «Сибирское ПГО»). Ул. Березина, 3Д, Красноярск, Россия, 660020.

Joint stock company (JSC «Siberian PGO»). 3D Ul. Berezina, Krasnoyarsk, Russia, 660020.

УДК 564:551.791:551.8(470.3)

А. С. ЗАСТРОЖНОВ (ВСЕГЕИ), Т. А. ЯНИНА (МГУ),
Г. А. ДАНУКАЛОВА (ИГ УФИЦ РАН), О. И. ЗАСТРОЖНОВА (ВСЕГЕИ),
Е. М. ОСИПОВА (ИГ УФИЦ РАН)

**О находках каспийских моллюсков плейстоцена
в центральной части Русской равнины
(по следам статьи А. В. Крылова, Д. Ю. Большиянова и Р. Марке
«Моллюски эоплейстоцена центральной части Русской равнины
и их палеогеографическое значение»)**

В статье обсуждается гипотеза связи Понто-Каспийского бассейна с Баренцевым морем в плейстоцене через центральную часть Русской равнины по долинам палео-Дона и палео-Волги. На основе полевых данных и палеонтологических заключений делается вывод о ее несостоятельности.

Ключевые слова: Тверская область, с. Рогачёво, Понто-Каспийский бассейн, Баренцево море, моллюски, эоплейстоцен, акчагыл, апшерон.

A. S. ZASTROZHNOV (VSEGEI), T. A. YANINA (MSU),
G. A. DANUKALOVA (IG UFRC RAS), O. I. ZASTROZHNOVA (VSEGEI),
E. M. OSIPOVA (IG UFRC RAS)

**Finds of the Caspian Pleistocene molluscs
in the central part of the Russian Plain
(following A. V. Krylov, D. Yu. Bolshiyonov and R. Marke
*Eopleistocene Mollusks in the central part of the Russian Plain
and their paleogeographic significance*)**

The paper discusses the hypothesis of the link between the Ponto-Caspian Basin and the Barents Sea in the Pleistocene through the central part of the Russian Plain along the paleo-Don and paleo-Volga river valleys. Based on field data and paleontological investigation, the authors arrived at the conclusion that this hypothesis is invalid.

Keywords: Tver' Region, Rogachevo village, Ponto-Caspian Basin, Barents Sea, mollusks, Eopleistocene, Akchagyl, Apsheron.

Для цитирования: Застрожнов А. С. О находках каспийских моллюсков плейстоцена в центральной части Русской равнины (по следам статьи А. В. Крылова, Д. Ю. Большиянова и Р. Марке «Моллюски эоплейстоцена центральной части Русской равнины и их палеогеографическое значение») / А. С. Застрожнов, Т. А. Янина, Г. А. Данукалова, О. И. Застрожнова, Е. М. Осипова // Региональная геология и металлогения. — 2021. — № 87. — С. 69–78. DOI: 10.52349/0869-7892_2021_87_69-78

Введение. В 2011 году в журнале «Региональная геология и металлогения» (№ 47) была опубликована статья А. В. Крылова, Д. Ю. Большиянова и Р. Марке «Моллюски эоплейстоцена центральной части Русской равнины и их палеогеографическое значение» [10]. В работе авторы описывают впервые обнаруженную ими в карьере у с. Рогачёво (Вышневолоцкий район, Тверская область) фауну морских понтокаспийских моллюсков эоплейстоцена: *Aktchagylia subcaspia* Andrussov и *Cerastoderma dombra* Andrussov, а также раковины эоплейстоценового моллюска *r. Didasna* из сборов В. С. Зархидзе (1981 г.) на р. Сев. Двина у с. Плёссо (Плёсо). На основании этого сделан вывод о вероятной связи

Понто-Каспийского бассейна с Баренцевым морем в плейстоцене.

Учитывая тот факт, что оба местонахождения каспийских моллюсков удалены к северо-западу от ранее известных древних береговых линий Каспия или Понта на расстояния примерно 900–1200 км (рис. 1), данные, приведенные в этой статье, претендовали на роль научной сенсации. Наш авторский коллектив не одно десятилетие занимается вопросами геологии и палеогеографии Черноморско-Каспийского региона, методикой изучения развитых здесь осадков и их стратификацией, вопросами систематики моллюсков неогена — квартера Понто-Каспия. Учитывая периодически появляющиеся вопросы коллег, мы

посчитали необходимым, пусть и с задержкой, прокомментировать опубликованные материалы [10], чтобы эти данные не вводили в заблуждение исследователей и во избежание дальнейших ненужных дискуссий.

Геологические данные. Фауна моллюсков была собрана А. В. Крыловым с соавторами [10] в маломощных (0,2–0,5 м) песках, желтовато-серых, местами красноцветных, ожеженых, среднезернистых, залегающих линзами на подстилающих ордовикских мергелях. По их мнению, «пески с морскими моллюсками эоплейстоцена имеют литологическое сходство с песками этого же возраста, известными на территории соседних Ярославской и Вологодской областей, а также с песками, распространенными в северной части бассейна р. Дон в Рязанской и Смоленской областях. Все это говорит о вероятной связи Понто-Каспийского бассейна с Баренцевым морем в плейстоцене» [10, с. 8]. На территории Ярославской и Вологодской областей таким возрастным и литологическим признакам отвечает только грязовецкая свита ($N_2-E?grz$), развитая

в виде отдельных изолированных пятен в восточной части листа О-37 — Ярославль (рис. 1). Она сложена песками кварцевыми, светло-желтыми и светло-серыми, разнозернистыми, с преобладанием средне-крупнозернистых, с прерывистой субпараллельной слабоволнистой, редко косой, слоистостью, в основании с примесью гравия и мелкой гальки (мощность до 60 м). Пески иногда вмещают линзы и прослои (до 1–2, реже 5 м) глин зеленовато-серых, серых, иногда черных, с гнездами вивианита. Каких-либо моллюсков, тем более солоноватоводных, в песках не отмечено. Свита сформировалась в бассейне палео-Волги, ее генезис озерно-аллювиальный, возраст по совокупности немногочисленных и бедных палинологических данных — плиоцен-эоплейстоценовый [2; 5–7; 13]. На территории Рязанской области располагаются хорошо известные, благодаря трудам Ю. И. Иосифовой и др. [11; 4], истоки миоценовых, плиоценовых и более молодых долин палео-Дона (рис. 1). По всей видимости, А. В. Крылов с соавторами [10] пески у с. Рогачёво сравнивают с потуданской серией плиоцена-эоплейстоцена палео-Дона, сложенной

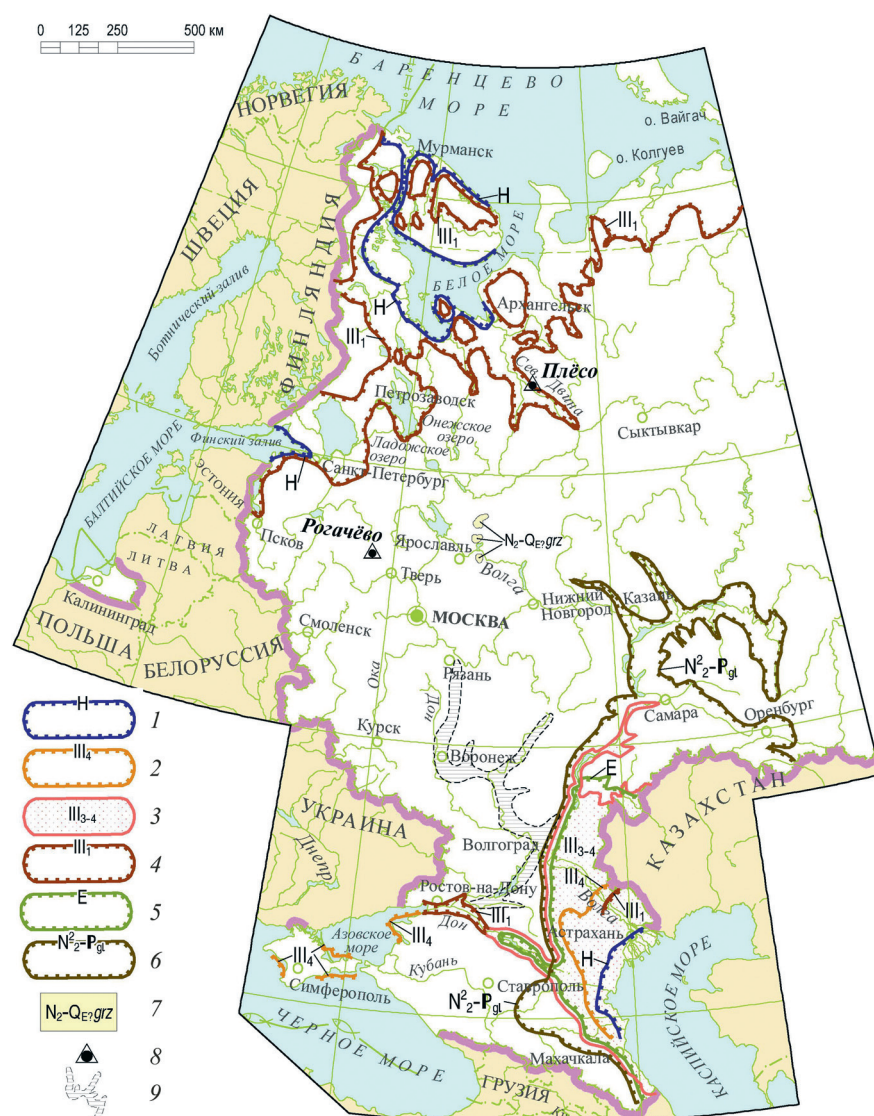


Рис. 1. Местоположение изученных разрезов и схема распространения основных трансгрессий квартера на европейской части России (по [9], с добавлениями)

1–6 — границы морских трансгрессий: 1 — голоцен, 2 — верхний неоплейстоцен, четвертая ступень (позднехвалынская, новозвксинская), 3 — верхний неоплейстоцен, третья-четвертая ступени (раннехвалынская), 4 — верхний неоплейстоцен, первая ступень (бореальная, карангатская, хазарская), 5 — эоплейстоцен (апшеронская), 6 — неоген, верхний плиоцен — квартер, гелазий (акчагыльская); 7 — грязовецкая свита; 8 — разрезы Рогачёво, Плесо; 9 — долина плиоцен-эоплейстоценового палео-Дона



Рис. 2. Схема расположения разрезов (А) и общий вид карьера у с. Рогачёво (Б)

серыми разнозернистыми песками, сверху переходящими в глины (мощность до 50 м). Возраст этих отложений на территории Воронежской, Тамбовской, Волгоградской и Ростовской областей хорошо обоснован карпобологическими остатками и палинофлорой, фауной мелких млекопитающих, пресноводных и наземных моллюсков, а также палеомагнитными данными [4]. Солоноватоводные моллюски в этих отложениях так же не отмечены.

Что же касается Смоленской области, то на ее территории нам, в отличие от авторов статьи [10], не удалось обнаружить не только отложения плиоцен-эоплейстоценового палео-Дона [3], но даже и саму р. Дон или ее притоки.

Как видно из приведенного сравнения, ни отложения палео-Дона, ни отложения палео-Волги в своем верхнем течении не содержат каких-либо солоноватоводных моллюсков, а с песками у с. Рогачёво их сближает только принадлежность к песчаной фракции. Учитывая тот факт, что в составе мезо-кайнозоя Русской платформы абсолютно доминируют пески и глины, подобные корреляции [10], основанные только на таком литологическом сходстве, представляются необоснованными.

В целом такие «корреляции» понадобились А. В. Крылову с соавторами для обоснования происхождения отложений с понтокаспийской фауной у с. Рогачёво, предположив миграцию фауны к этому пункту назначения по долинам палео-Дона и палео-Волги и далее к Баренцевому морю.

Анализ местоположения разрезов песков с понтокаспийской фауной в карьере у с. Рогачёво

при помощи онлайн-ресурса Google Maps позволил нам предположить более простые и очевидные объяснения происхождения этих отложений. В частности, к этому нас подтолкнул тот факт, что неподалеку от карьера были строения птицефабрики «Юбилейная». Для подтверждения наших догадок пришлось выехать в с. Рогачёво.

Описанный А. В. Крыловым и др. [10] карьер располагается на въезде в с. Рогачёво со стороны с. Акимьино, слева от дороги (рис. 2). Его обследование показало, что «линзы песков с морскими моллюсками эоплейстоцена» [10, фото Д. Ю. Большакина] в стенке карьера отсутствуют (рис. 3). Пески, подобные описанным А. В. Крыловым и др., находились по периферии карьера в кучах со строительным мусором, иногда в ямках, присыпанных бульдозером сверху



Рис. 3. Разрез линзы песков с морскими моллюсками эоплейстоцена в северо-восточной части карьера у с. Рогачёво (по материалам [10, с. 7])

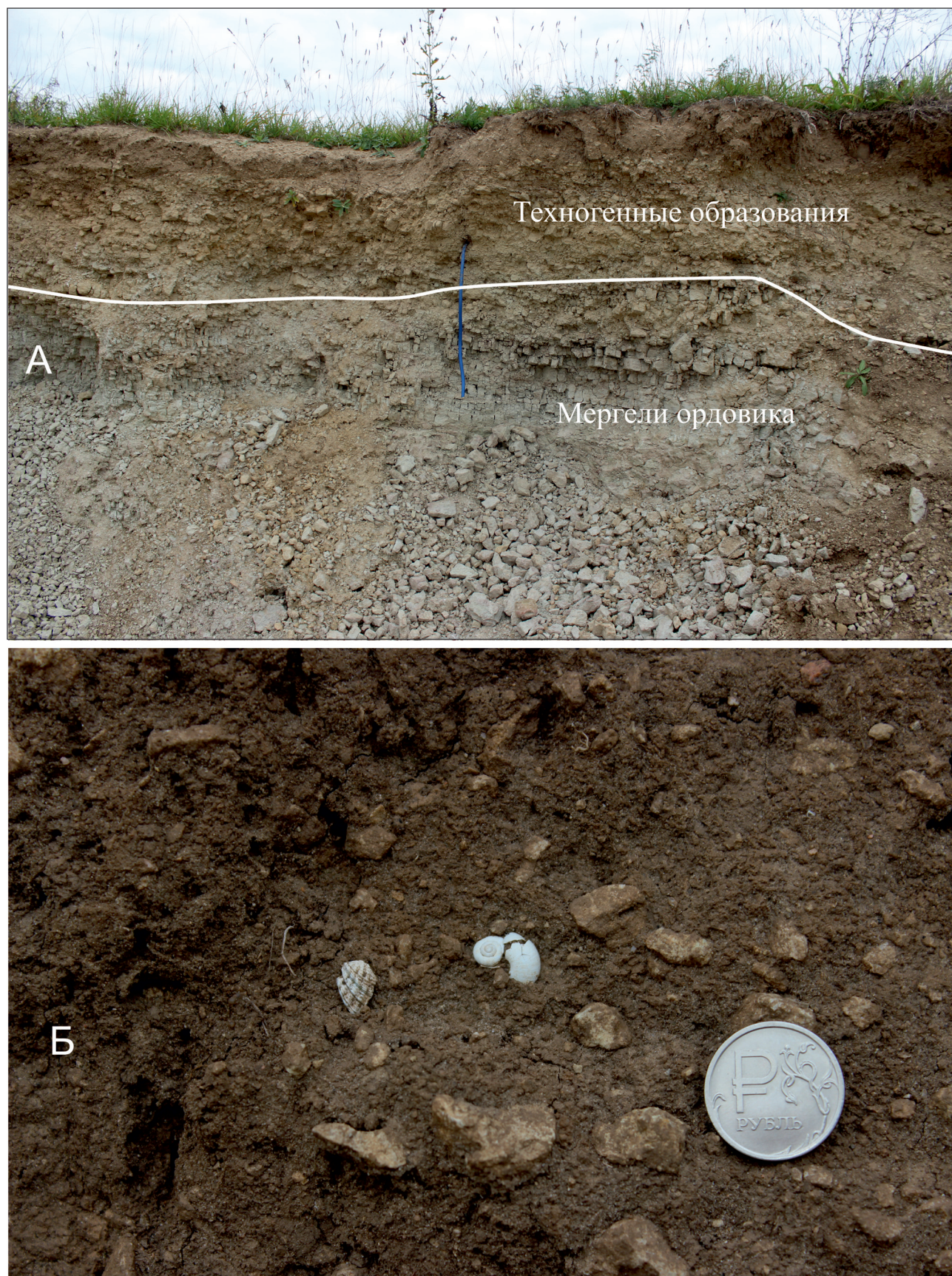


Рис. 4. Техногенные образования в карьере у с. Рогачёво (А) и найденные в них моллюски (Б)

почвенным слоем или щебнем мергелей ордовика (так называемая рекультивация).

В этих «кучках-ямках», почвенном слое, песках и даже среди отвалов ордовикского щебня нами также были найдены раковины *Didacna* sp., *Planorbis* sp., *Vivipara* sp. и другие обломки моллюсков (определения Т. А. Яниной, Г. А. Данукаловой, Е. М. Осиповой) (рис. 4, Б).

Вскоре был установлен и источник песков, явившихся причиной настоящей дискуссии. Он оказался значительно ближе предлагаемых территорий Ярославской, Вологодской, Рязанской или Смоленской областей. В 550 м к северу-северо-востоку от карьера у с. Рогачёво небольшим карьером рядом с животноводческим комплексом (рис. 2, 5) в коренном залегании вскрыты те самые пески красновато-коричневые, мелко-среднезернистые, с преимущественной субгоризонтальной, а в прослоях косою слоистостью. Пески содержат многочисленные прослои песка крупнозернистого до дресвы, обломки разной степени окатанности размером до 1–2 см. Вскрытая мощность песков до 5,5 м. Никаких раковин солоноватоводных понтокаспийских моллюсков эти пески в коренном залегании не содержат, что и неудивительно: и на Государственной геологической карте третьего поколения [1], и по нашему мнению, эти пески являются флювиогляциальными и ледниково-озёрными отложениями осташковского горизонта верхнего

неоплейстоцена, развитыми на склонах долины р. Холохоленка.

После того как мы установили, что пески у с. Рогачёво не имеют отношения ни к палео-Дону, ни к палео-Волге, а также факт невозможности в силу своего генезиса содержания в коренном залегании раковин понтокаспийских моллюсков, нам осталось разобраться с источником происхождения последних. Этот источник мы нашли в 1,2 км к северо-западу от карьера на птицефабрике «Юбилейная» («Верхневолжская») (рис. 2). На фоне своих производственных сложностей сотрудники птицефабрики несколько удивились волновавшей нас научной проблеме связи Понто-Каспийского бассейна с Баренцевым морем, но любезно согласились помочь нам ее разрешить в рамках своей компетенции. Со слов технолога птицефабрики А. Е. Нюмана и бухгалтера О. А. Сергеевой, предприятие, основанное в 1972 г., на протяжении всего времени своего существования использовало привозную ракушку для кормления птицы, закупая ее на месторождениях каспийского побережья в Республике Дагестан, Приазовье на территории Краснодарского края, Саратовской области в Прикаспийской низменности. Навоз вывозился на окрестные поля, в том числе и поле, на окраине которого находится описанный в статье карьер. Поэтому не удивительно, что все поля вокруг «заражены» остатками понтокаспийских



Рис. 5. Карьер с флювиогляциальными и ледниково-озёрными песками осташковского горизонта у животноводческого комплекса неподалеку от с. Рогачёво

ракушек. Осталось собрать собственную коллекцию раковин и сравнить ее с моллюсками, описанными в статье [10]. С разрешения администрации на территории птицефабрики были обследованы открытые и расчищенные площадки для складирования навоза, производимого птицей. По периметру поля размещены дренажные канавы и колодцы, а поверхность поля покрыта слоем песка красновато-желтого, мелкозернистого, аналогичного вышеописанному. На поле, в навозных кучах и по краям поля в отвалах, где скапливается навоз, обнаружены раковины, аналогичные видимым в карьере у с. Рогачёво (рис. 5).

Палеонтологические данные. Палеонтологическая часть статьи А. В. Крылова с соавторами [10] изобилует многочисленными неточностями, касающимися изображения раковин моллюсков, систематического описания видов, написания латинских названий видов и неправильной интерпретации возраста некоторых руководящих видов.

Так, в аннотации авторы пишут о том, что ими «впервые обнаружены два вида морских моллюсков эоплейстоцена понтокаспийского происхождения: *Aktchagylia subcaspia* Andrussov и *Cerastoderma dombra* Andrussov». На самом деле эти моллюски обитали в акчагыльском бассейне Каспия, а в эоплейстоцене s. str., который сопоставляется с апшеронским регионом стратиграфической схемы Нижневольтского и Каспийского регионов и соответственно с Апшеронским бассейном, эти виды уже вымерли. Изображенные на фотографиях раковины моллюсков в ряде случаев неправильно определены. К примеру, в статье [10, рис. 5] показаны створка и обломки раковин «морских моллюсков *Cerastoderma dombra* (Andrussov) из линзы песков в северо-восточной части карьера у с. Рогачёво и из промоин на полях». Эта же раковина в двух положениях изображена на рис. 6 (фиг. 2, а, б) той же статьи. В отличие от приведенных на рисунках раковин [10], *Cerastoderma dombra* имеет несколько иную форму (отсутствует килевой перегиб), строение ребер и более сложный замок, образованный как кардинальными, так и боковыми зубами [8; 12]. Изображенные на этих фотографиях раковины относятся к роду *Didacna* Eichwald и характеризуются всеми присущими этому роду особенностями (два кардинальных зуба, отсутствие боковых зубов, килевой перегиб, плоские ребра). Судя по изображениям, это вид *Didacna baeri* (Grimm), широко встречающийся в отложениях голоцена и на современном пляже берегов Каспия (в частности, раковины вида многочисленны именно на дагестанском побережье); некоторые обломки раковин даже сохранили свой цвет. В составе обломков раковин, изучаемых в статье [10, рис. 5, б], встречаются как обломки раковин *Cerastoderma* sp. (например, верхний левый обломок), так и *Didacna* sp.

В статье [10, рис. 6 (фиг. 3, а, б; 4, а, б)] продемонстрированы фотографии раковин моллюсков, описанных ими как новый вид *Didacna zarhidzae* Krylov & Marquet sp. nov. По нашему мнению, на этих рисунках приведены изображения разных видов дидакн: *Didacna ebersini* Fed. (*D. trigonoides chvalinica* Svit.) и *Didacna protracta* (Eichw.) → *D. subcatillus* (Andrus.) соответственно. Они довольно широко распространены в верхнеэоплейстоценовых хвалынских отложениях Каспия и, разумеется, не могут быть новым, впервые описанным видом *Didacna zarhidzae*. При описании разрезов карьера А. В. Крылов с соавторами [10] отмечают встреченные ими «раковины наземных моллюсков *Vicinia phiscinalis* Muller». Такого вида моллюсков не существует (ошибочное написание обоих слов в названии?). Есть вид *Valvata piscinalis* Müller или же *Cincinna piscinalis* (Müller), который иногда пишется как *Valvata (Cincinna) piscinalis* (Müller). Но это не наземный, как указано в статье, а пресноводный вид.

Сравнение моллюсков, описанных в указанной статье, с коллекцией, собранной у с. Рогачёво А. С. Застрожным, О. И. Застрожной и Д. В. Ивановым в 2015 г., показало их частичное сходство. В наших сборах двустворчатые моллюски представлены *Dreissena polymorpha* (Pall.), *Cerastoderma glaucum* (Poiret), *Didacna baeri* (Grimm) и фрагментами раковин *Didacna* sp. (таблица). Первый вид пресноводного происхождения, который тем не менее приспособился и к обитанию в опресненных солоноватых бассейнах, обладает широким пространственным и временным распространением, часто встречается в каспийских отложениях, в том числе и современных. Створки дидакн окрашены в розоватый, светло-коричневый цвета. Их массивность и толстостворчатость свидетельствуют об обитании моллюсков в солоноватоводных условиях без сильного опреснения, а окатанность — о накоплении их в полосе действия волноприбоя. Кардииды происходят из новокаспийских (или современных) отложений Каспия. Совместно с двустворчатыми находятся и наземные легочные гастроподы *Fruticicola fruticum* (Müller), *Pseudotrachia rubiginosa* (Ziegler in Rossmässler) и *Discus rudersatus* (Férussac) (таблица). На поверхности раковин сохранился наружный конхиолиновый слой (периостракум), являющийся признаком их принадлежности современным (или позднеголоценовым) животным.

Основные выводы. Источником понтокаспийских моллюсков в Тверской области является привозная ракушка для кормления птицы с месторождений каспийского побережья, Приазовья, Прикаспийской низменности.

Все раковины кардиид, описанные и изображенные в статье [10], принадлежат современным или голоценовым видам моллюсков. Описанный авторами вид *Didacna zarhidzae* Krylov et Marquet sp. nov. является невалидным.



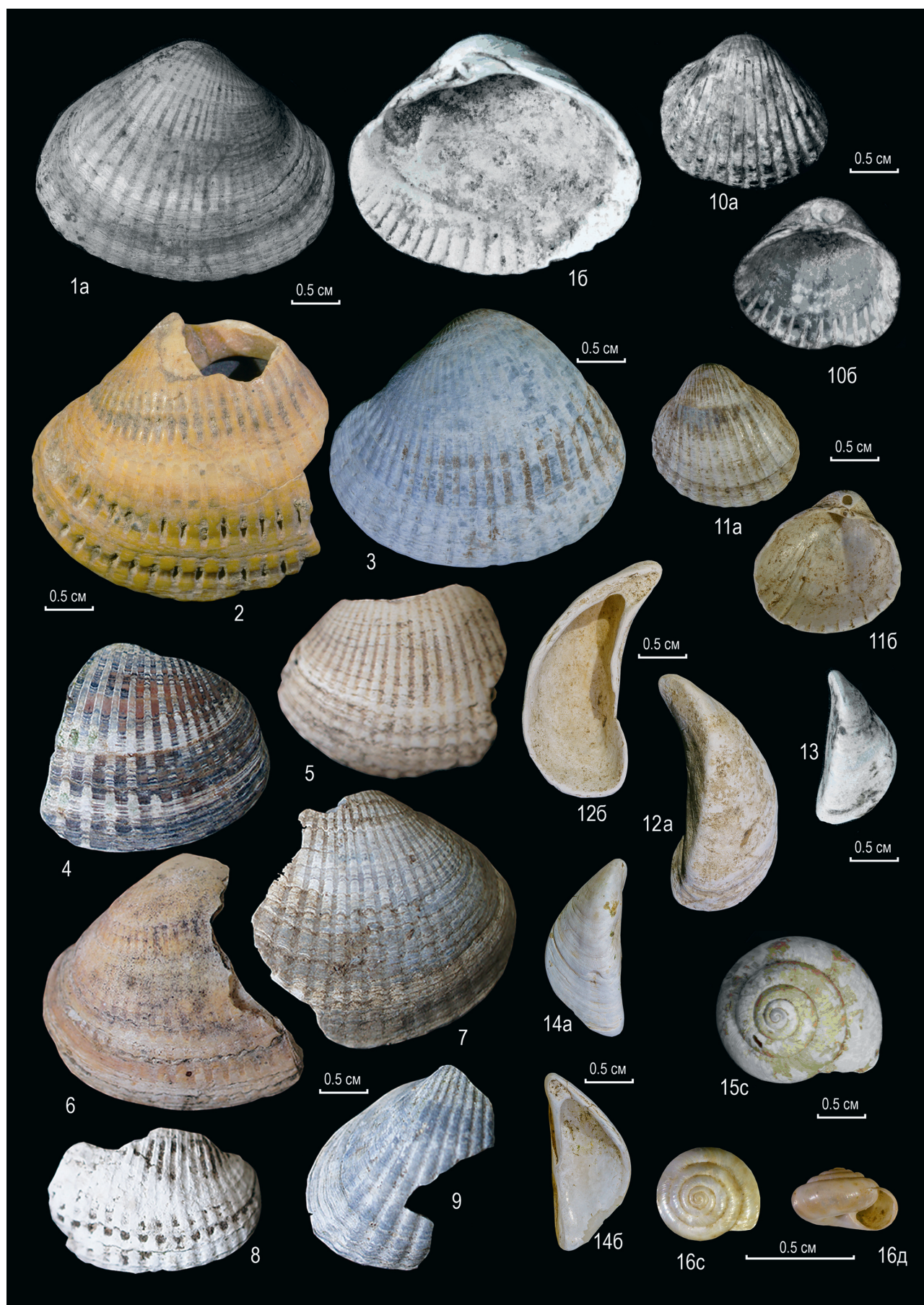
Рис. 6. Источник происхождения и фотографии «понтотаспийских» моллюсков у с. Рогачёво

Результаты наших работ опровергают гипотезу о связи Понто-Каспийского бассейна с Баренцевым морем в акчагыле — апшероне по долинам палео-Дона и палео-Волги.

Авторы признательны Д. А. Застрожнову, М. А. Чуйко (ВСЕГЕИ), С. В. Попову (ПИН РАН) за помощь в подготовке статьи, а также А. Е. Нюйману, О. А. Сергеевой (ЗАО «Птицефабрика Юбилейная»), Д. В. Иванову (ВСЕГЕИ) за ценные советы и помощь в проведении полевых работ.

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Листы О-35 — Псков, (N-35), О-36 — Санкт-Петербург. Объяснительная записка / В. Р. Вербицкий, И. В. Вербицкий, О. В. Васильева, В. В. Саванин и др. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. — 510 с.

2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Лист О-37 — Ярославль. Объяснительная записка / О. И. Застрожнова,



- А. Е. Кротова-Путинцева, Н. В. Лукьянова и др. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. — 408 с.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Лист N-36, (M-36) — Смоленск. Объяснительная записка / Г. В. Воронникова, Е. А. Гаврюшова, С. В. Друцкой, А. В. Журавлев и др. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. — 267 с.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Серия Центрально-Европейская. Лист N-37, (38) — Москва. Объяснительная записка / В. В. Дашевский, Л. И. Фадеева, Б. В. Петров, Ю. И. Иосифова и др. — СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. — 344 с.
5. Геохронологическое и ритмостратиграфическое расчленение плейстоцена Северо-Запада Русской равнины / М. Е. Вигдорчик, В. Г. Ауслендер, П. М. Долуханов, О. М. Знаменская, Л. А. Гайгерова, Д. А. Агранова, В. П. Гей // Периодизация и геохронология плейстоцена: Материалы к симпозиуму. — Л., 1970. — С. 72–80.
6. Геохронология и периодизация плейстоцена Северо-Запада Русской равнины / М. Е. Вигдорчик, В. Г. Ауслендер, П. М. Долуханов, О. М. Знаменская, В. С. Резник, Д. А. Агранова, Л. А. Гайгерова // Проблемы периодизации плейстоцена: Материалы симпозиума. — Л.: Изд-во Географического об-ва СССР, 1971. — С. 138–168.
7. Гей В. П., Гайгерова Л. А. Палеогеновые, неогеновые и раннечетвертичные озера центральной части Вологодской области // История озер в плейстоцене: Тезисы докладов IV Всесоюз. симп. по истории озер. — Л.: Ин-т озероведения АН СССР, 1975. — Т. 2. — С. 91–98.
8. Данукалова Г. А. Двустворчатые моллюски и стратиграфия акчагыла. — М.: Наука, 1996. — 132 с.
9. Карта четвертичных образований территории Российской Федерации, ее континентального шельфа и прилегающих глубоководных акваторий масштаба 1 : 2 500 000 / гл. ред.: О. В. Петров, А. Ф. Морозов; отв. ред. А. С. Застрожных. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2014. — URL: <http://www.vsegei.com/ru/info/quaternary-2500/> (дата обращения: 05.05.2021).
10. Крылов А. В., Большаинов Д. Ю., Марке Р. Моллюски эоплейстоцена центральной части Русской равнины и их палеогеографическое значение // Региональная геология и металлогения. — 2011. — № 48. — С. 5–11.
11. Миоцен Окско-Донской равнины / ред. С. М. Шик, В. П. Гричук. — М.: Недра, 1977. — 248 с.
12. Невеская Л. А., Парамонова Н. П., Бабак Е. В. Определитель плиоценовых двустворчатых моллюсков Юго-Западной Евразии. — М.: Наука, 1997. — 267 с.
13. Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и краевые ледниковые образования Вологодского региона (Северо-Запад России): Материалы междунар. симп. — М.: ГЕОС, 2000. — 99 с.
1. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Tsentral'no-Evropeyskaya. Listy O-35 — Pskov, (N-35), O-36 — St. Petersburg. Explanatory note]. Eds.: V. R. Verbitskiy, I. V. Verbitskiy, O. V. Vasil'eva, V. V. Savanin et al. St. Petersburg, Kartograficheskaya fabrika VSEGEI, 2012, 510 p.
2. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Tsentral'no-Evropeyskaya. List O-37 — Yaroslavl'. Ob'yasnitel'naya zapiska [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Central European series. Sheet O-37 — Yaroslavl. Explanatory note]. Eds.: O. I. Zastrozhnova, A. E. Krotova-Putintseva, N. V. Luk'yanova et al. St. Petersburg, Kartograficheskaya fabrika VSEGEI, 2016, 408 p.
3. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Tsentral'no-Evropeyskaya. List N-36, (M-36) — Smolensk. Ob'yasnitel'naya zapiska [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Central European series. Sheet N-36, (M-36) — Smolensk. Explanatory note]. Eds.: G. V. Voronnikova, E. A. Gavryushova, S. V. Drutskoy, A. V. Zhuravlev et al. St. Petersburg, Kartograficheskaya fabrika VSEGEI, 2011, 267 p.
4. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (novaya seriya). Seriya Tsentral'no-Evropeyskaya. List N-37, (38) — Moskva. Ob'yasnitel'naya zapiska [State geological map of the Russian Federation. Scale 1 : 1,000,000 (new series). Central European series. Sheet N-37, (38) — Moscow. Explanatory note]. Eds.: V. V. Dashevskiy, L. I. Fadeeva, B. V. Petrov, Yu. I. Iosifova et al. St. Petersburg, VSEGEI, 1999. 344 p.
5. Vigdorichik M. E., Auslender V. G., Dolukhanov P. M., Znamenskaya O. M., Gaygerova L. A., Agranova D. A., Gey V. P. Geokhronologicheskoe i ritmostratigraficheskoe raschlenenie pleystotsena Severo-Zapada Russkoy ravniny [Geochronological and rhythmstratigraphic subdivision of the Pleistocene of the North-West of the Russian Plain]. *Periodizatsiya i geokhronologiya pleystotsena: Materialy k simpoziumu*. Leningrad, 1970, pp. 72–80. (In Russian).
6. Vigdorichik M. E., Auslender V. G., Dolukhanov P. M., Znamenskaya O. M., Reznik V. S., Agranova D. A., Gaigerova L. A. Geochronology and periodization of the Pleistocene of the North-West of the Russian Plain [Geochronology and periodization of the Pleistocene of the North-West of the Russian Plain]. *Problems of the periodization of the Pleistocene: Proceedings of the symposium*. Leningrad, Publishing house of the Geographical Society of the USSR, 1971, pp. 138–168. (In Russian)
7. Gey V. P., Gaygerova L. A. Paleogenovye, neogenovye i rannechetvertichnye ozera tsentral'noy chasti Vologodskoy oblasti [Paleogene, Neogene and Early Quaternary lakes in the central part of the Vologda Region]. *Istoriya ozer v pleystotsene: Tezisy dokladov IV Vsesoyuzny simpozium po istorii ozer*. Leningrad, 1975, vol. 2, pp. 91–98. (In Russian).
8. Danukalova G. A. Bivalve mollusks and stratigraphy of akchagyla [Dvustvorchatye molluski i stratigrafiya akchagyla]. Moscow, Nauka, 1996, 132 p.

Моллюски местонахождения Рогачёво (Вышневолоцкий район, Тверская область)

1 — *Didacna baeri* (Grimm), правая створка (по Т. А. Яниной); 2 — *Didacna baeri* (Grimm), левая створка, ИГ № 282/5068/7; 3 — *Didacna baeri* (Grimm), левая створка, ИГ № 282/5068/6; 4–9 — *Didacna* sp. (обломки правых и левых створок), ИГ № 282/5068/8; 10 — *Cerastoderma glaucum* (Poiret), левая створка (по Т. А. Яниной); 11 — *Cerastoderma glaucum* (Poiret), левая створка, ИГ № 282/5068/1; 12 — *Dreissena polymorpha* (Pallas), левая створка, ИГ № 282/5068/10; 13 — *Dreissena polymorpha* (Pallas), левая створка (по Т. А. Яниной); 14 — *Dreissena polymorpha* (Pallas), правая створка, ИГ № 282/5068/9; 15 — *Fruticicola fruticum* (Müll.) (по Т. А. Яниной); 16 — *Pseudotrachia rubiginosa* (Ziegler in Rossmässler), ИГ № 282/5068/13. Двустворчатые моллюски: *a* — вид снаружи и *b* — изнутри; брюхоногие моллюски: *c* — вид со стороны макушки и *d* — со стороны устья. ИГ № 282/5068/7 — местонахождение образцов: Институт геологии УФИЦ РАН, номер коллекции / номер образца / номер фотографии

9. Karta chetvertichnykh obrazovaniy territorii Rossiyskoy Federatsii, ee kontinental'nogo shel'fa i prilgayushchikh glubokovodnykh akvatoriy masshtaba 1 : 2 500 000 [Map of Quaternary formations of the territory of the Russian Federation, its continental shelf and adjacent deep-water areas on a scale of 1:2,500,000]. Chief eds.: O. V. Petrov, A. F. Morozov; Ex. ed.: A. S. Zastrozhnov. St. Petersburg, VSEGEI, 2014, available at: <http://www.vsegei.com/ru/info/quaternary-2500> (accessed 5 May 2021).

10. Krylov A. V., Bol'shiyanov D. Yu., Marke R. Mollyuski eopleystotsena tsentral'noy chasti Russkoy ravniny i ikh paleogeograficheskoe znachenie [Mollusks of the Eopleistocene of the central part of the Russian Plain and their paleogeographic significance]. *Regional Geology and Metallogeny*, 2011, no. 48, pp. 5–11. (In Russian).

11. Miotsen Oksko-Donskoy ravniny [Miocene of the Oka-Don Plain]. Eds.: S. M. Shik, V. P. Grichuk. Moscow, Nedra, 1977, 248 p.

12. Nevesskaya L. A., Paramonova N. P., Babak E. V. Opredelitel' pliotsenovykh dvustvorchatykh mollyuskov Yugo-Zapadnoy Evrazii [Key to Pliocene bivalve molluscs of Southwest Eurasia]. Moscow, Nauka, 1997, 267 p.

13. Problemy stratigrafii chetvertichnykh otlozheniy i kraevye lednikovye obrazovaniya Vologodskogo regiona (Severo-Zapad Rossii): Materialy mezhdunarodnogo simpoziuma [Problems of stratigraphy of Quaternary sediments and marginal glacial formations of the Vologda Region (North-West of Russia): Proceedings of the international symposium]. Moscow, GEOS, 2000, 99 p.

Zastrozhnov Andrey Stanislavovich — канд. геол.-минерал. наук, зав. отделом, ВСЕГЕИ¹. <andrey_zastrozhnov@vsegei.ru>
Янина Тамара Алексеевна — доктор геогр. наук, зав. лаб., профессор, МГУ им. М. В. Ломоносова. Ленинские горы, д. 1, Москва, Россия, 119991. <didacna@mail.ru>

Данукалова Гузель Анваровна — канд. геол.-минерал. наук, зав. лаб., ИГ УФИЦ РАН². <danukalova@ufaras.ru>

Zastrozhnova Olga Ivanovna — вед. геолог, ВСЕГЕИ¹. <olga_zastrozhnova@vsegei.ru>

Осипова Евгения Михайловна — канд. геол.-минерал. наук, ст. науч. сотрудник, ИГ УФИЦ РАН². <myrte@mail.ru>

Zastrozhnov Andrey Stanislavovich — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Head of Department, VSEGEI¹. <andrey_zastrozhnov@vsegei.ru>

Yanina Tamara Alekseevna — Doctor of Geographical Sciences, Head of the Laboratory, Professor, Lomonosov Moscow State University (MSU). 1 Leninskiye Gory, Moscow, Russia, 119991. <didacna@mail.ru>

Danukalova Guzel' Anvarovna — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Head of the Laboratory, IG UFRC RAS². <danukalova@ufaras.ru>

Zastrozhnova Ol'ga Ivanovna — Leading Geologist, VSEGEI¹. <olga_zastrozhnova@vsegei.ru>

Osipova Evgeniya Mikhaylovna — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Senior Researcher, IG UFRC RAS². <myrte@mail.ru>

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

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

² Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН). Ул. Карла Маркса, 16/2, Уфа, Республика Башкортостан, Россия, 450077.

Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS). 16/2 Ul. Karl Marx, Ufa, Russia, 450077.

В. П. ГРЕБЕНЩИКОВ, Н. В. ГРЕБЕНЩИКОВА,
И. П. КАПИТАЛЬЧУК (ПГУ им. Т. Г. ШЕВЧЕНКО)

Инженерно-геологические условия территории города Бендеры

Охарактеризованы инженерно-геологические условия города с учетом их генетических особенностей и степени влияния на современные геологические процессы. Проведены соответствующие исследования с целью получения комплексных данных как базовой основы для создания карты инженерно-геологического районирования и карты сейсмического микрорайонирования Бендер. Методические материалы этого исследования содержатся в нормативных документах, изданиях учебно-методического характера. Определены общие физико-географические особенности территории, описан процесс формирования современного рельефа территории и сопредельных районов, построена схематическая карта глубины залегания первого от поверхности водоносного горизонта на территории города и сделаны выводы об инженерно-геологических условиях отдельных районов с целью строительства.

Ключевые слова: геология, тектоника, гидрогеология и геоморфология, геологические процессы, рельеф.

V. P. GREBENSHCHIKOV, N. V. GREBENSHCHIKOVA,
I. P. KAPITALCHUK (TSU named after T. G. SHEVCHENKO)

Engineering geology in the Bendery urban area

The paper describes geotechnical conditions of the city of Bendery, taking into account their genetic characteristics and the degree of impact on recent geological processes. Geotechnical studies were carried out to obtain comprehensive data on geotechnical conditions for compiling the map of geotechnical zoning and the map of seismic microzoning of Bendery. Methodological materials of this study are available in statutory documents, educational publications. The authors identified general physical and geographical features of the urban area. The process of the formation of the current relief of the urban area and adjacent areas is described. The base map of the depth of the first aquifer from the surface in Bendery was compiled. For construction purposes, conclusions were drawn regarding the GC of certain districts of Bendery.

Keywords: geology, tectonics, hydrogeology and geomorphology, geological processes, relief.

Для цитирования: Гребенщиков В. П., Гребенщикова Н. В., Капитальчук И. П. Инженерно-геологические условия территории города Бендеры // Региональная геология и металлогения. — 2021. — № 87. — С. 79–86. DOI: 10.52349/0869-7892_2021_87_79-86

Введение. Уровень сейсмичности территории приходится учитывать во многих сферах человеческой деятельности. Существующие в мире современные эффективные концепции сейсмической защиты включают: оценку сейсмической опасности и риска; снижение уязвимости населенных районов путем повышения сейсмостойкости зданий и сооружений существующей застройки; разработку и внедрение в действие норм сейсмостойкого строительства; контроль за сейсмостойким строительством и правильной эксплуатацией зданий и сооружений. Одна из задач сейсмического микрорайонирования — уточнение параметров сейсмических воздействий на площадке строительства и эксплуатации зданий и сооружений в зависимости от местных особенностей — грунтовых, геоморфологических, гидрогеологических, то есть инженерно-геологических условий (ИГУ) [29–31].

Выявление и анализ ИГУ является обязательным этапом работ для всех целей градостроительства с учетом современных строительных нормативов [5; 9; 11; 17; 18; 20–23]. ИГУ — совокупность характеристик компонентов геологической среды исследуемой территории, геологические и инженерно-геологические процессы, влияющие на проектирование, строительство и эксплуатацию объектов [10].

ИГУ любой территории, в том числе Бендер, во многом определяются ее географическим положением. Каждая территория характеризуется особой историей геологического развития, приуроченностью к определенным геоструктурным и геоморфологическим элементам, своеобразием гидрогеологических и гидрологических условий, климата, почвенного покрова и собственных для данного участка земной коры эндо- и экзогеодинамических процессов. Бендеры — это город с населением 91,3 тыс. человек [27].

Он располагается недалеко от Кишинёва — 60 км и Тирасполя — 12 км и является важным экономическим центром и крупным транспортным узлом. Географические координаты Бендер (центр): 46° 49' 50" с. ш.; 29° 28' 16" в. д.

Город Бендеры находится в пределах юго-западной периферии докембрийской Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и является частью крупной физико-географической страны — Восточно-Европейской равнины. Размещается на правом берегу р. Днестр к югу от впадения в него правого притока — р. Бык и к северу от днестровской излучины, поворачивающей на восток — в сторону Тирасполя [1]. Основные черты современного рельефа его территории и сопредельных районов сформировались в течение позднего плицена и в четвертичное время, когда Днестровско-Прутское междуречье испытывало интенсивные поднятия, обусловившие активизацию эрозионно-денудационных процессов и расчленение территории [19].

Для разработки технически обоснованных и экономически целесообразных решений при проектировании, строительстве и эксплуатации объектов с учетом требований по рациональному использованию геологической среды проводятся инженерно-геологические изыскания, представляющие собой составную часть исследований, которые обеспечивают взаимную увязку проектных решений с геологическими условиями местности и предшествуют всем видам строительства [4]. На основании этих изысканий формируется рабочая гипотеза об ИГУ исследуемой территории, устанавливается категория их сложности.

Материалы и методы. Методические материалы по проведению инженерно-геологических изысканий, которые были использованы в настоящем исследовании, содержатся в нормативных документах [5; 9; 11; 17; 18; 20–23], в изданиях учебно-методического характера [8; 10; 25; 26], а также в ряде научных публикаций, посвященных изучаемой тематике [7; 29–31; 32]. Базовой основой для проведения исследований явились многочисленные фондовые материалы, подготовленные сотрудниками Управления геологии МССР, Производственного объединения «Крымгеология» Министерства геологии УССР, Института геофизики и геологии АН МССР (впоследствии Институт геологии и сейсмологии АН Молдовы) [3; 28], а также авторские изыскания в этой области [12–16].

В соответствии с [17; 18], для составления карты инженерно-геологического районирования Бендер авторами статьи был построен комплект вспомогательных карт, отображающих закономерности пространственного распределения и изменения инженерно-геологических факторов, оказывающих влияние на сейсмические условия территории, а именно карты: геологическая (масштаб 1 : 10 000), геоморфологическая (масштаб 1 : 10 000), горизонтального расчленения рельефа

(масштаб 1 : 25 000), вертикального расчленения рельефа (масштаб 1 : 25 000), крутизны склонов (масштаб 1 : 25 000), мощности покровных отложений (масштаб 1 : 10 000), уровня грунтовых вод (первого от поверхности водоносного горизонта, масштаб 1 : 10 000). Кроме этих основных работ выявлен стратиграфический диапазон горных пород, слагающих территорию города [12–16].

Поздняя стадия плиоценового тектогенеза — это время активных тектонических деформаций, выразившихся в образовании контрастных морфоструктур [2]. Рельеф в пределах исследуемого региона имеет слабоволнистый характер с небольшим уклоном к югу. Из рельефообразующих процессов преобладает плоскостной смыв. Климат территории Бендер и его окрестностей умеренно континентальный, с короткой малоснежной зимой, с частыми оттепелями и продолжительным жарким летом. Среднее количество осадков небольшое — 400–450 мм в год. Осадки выпадают в основном в теплое время года в виде кратковременных ливней [19].

Почвенный покров окрестностей города сравнительно однообразен. На водораздельных пространствах развиты обыкновенные малогумусные черноземы. Карбонатные черноземы повсеместно распространены на склонах речных долин, лугово-черноземные почвы — в днищах балок и ручьев, а в пределах поймы — пойменно-луговые слоистые почвы [1]. Большая часть территории города покрыта дорогами, площадями, жилыми и промышленными зданиями. Там, где техногенный покров прерывается, естественная растительность замещена садово-парковой (рис. 1) [24].

Важнейший компонент ИГУ — геологическая среда, состояние и особенности которой обязательно должны учитываться в градостроительстве, что позволяет снизить риск проявления опасных геологических процессов, спрогнозировать их интенсивность и место возникновения. Прогнозирование изменений геологической среды проводится на основе ее комплексного мониторинга [29–31]. В городском планировании геологические проблемы, связанные с грунтами, приобретают особую роль. Геологические исследования городов и крупных районов всегда были базовой основой для развития многих отраслей экономики, учитывались при всех видах проектирования и строительства. Это подтверждают некоторые публикации по данному направлению исследований [7; 26; 32]. Геологию следует рассматривать как одно из основных научных направлений, содействующих работе инженеров, архитекторов и всех, кто связан с созданием новых городов и районов.

Результаты и обсуждение. В структурно-тектоническом отношении территория Бендер расположена на юго-западном склоне ВЕП. Породы фундамента платформы, а также отложения, слагающие ее осадочный чехол, погружаются в юго-западном направлении [4]. Территория города

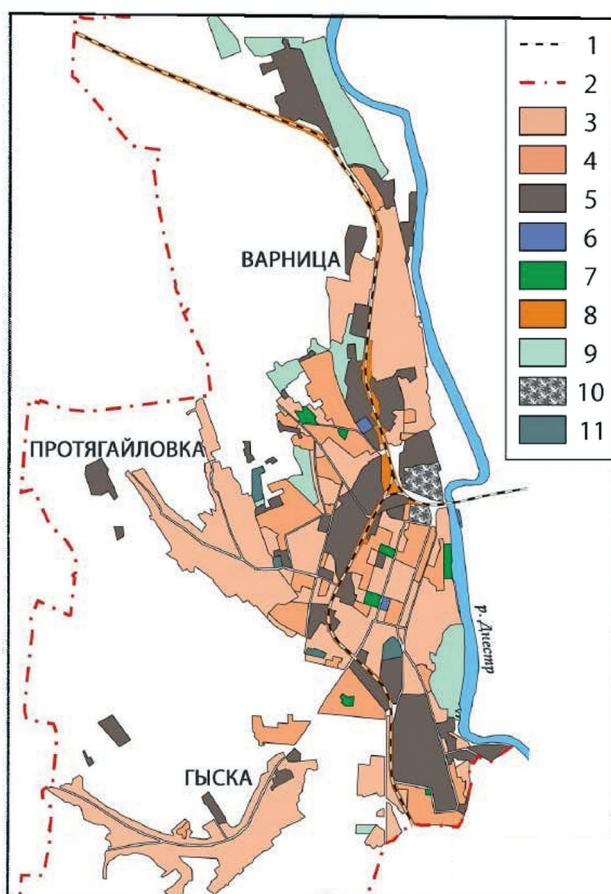


Рис. 1. Схематическая карта: функциональное зонирование территории Бендер

1 – границы земель, подчиненных администрации города; 2 – железная дорога; 3 – селитебные зоны с преобладанием многоэтажной капитальной застройки; 4 – селитебные зоны с преобладанием одноэтажной индивидуальной застройки; 5 – промышленно-складские зоны; 6, 7 – рекреационные зоны парков (6) и пляжей, баз отдыха, спортивных сооружений (7); 8 – зоны отвода железной дороги; 9 – сельскохозяйственные зоны; 10 – территории сторонних пользователей; 11 – неиспользуемые земли

осложнена разновозрастными и разноплановыми тектоническими структурами. В направлении г. Арциз – с. Фрунзовка (Украина) протягивается глубинный геосинклинальный трог протерозойского заложения, который в течение палеозоя и мезозоя неоднократно возрождал свою тектоническую активность [2].

Фрунзовско-Арцизский геосинклинальный трог хорошо фиксируется аномалиями магнитного поля. Этот трог «залечен», то есть заполнен, внедрениями магматических пород. Скорость прохождения сейсмических волн через магматические породы значительно выше, чем через осадочные, и достигает 7000 м/сек. Поэтому при землетрясениях изосейсты вытянуты вдоль простирания трога. С юго-запада на северо-восток через территорию Бендер проходит Мраморноморско-Ладожский линеймент [6], хорошо выраженный в рельефе Бендерской положительной кольцевой министруктурой (рис. 2). По расположению речной сети можно судить, что

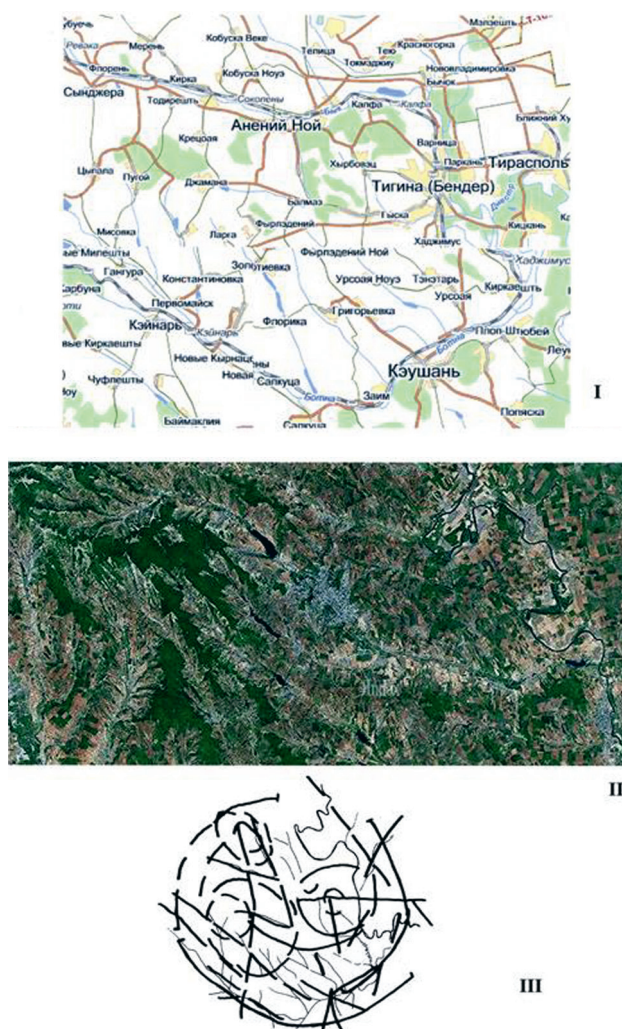


Рис. 2. Бендерская кольцевая министртура

I – территории министрuctуры с населенными пунктами и орогидрографическими объектами; II – космофотоснимок министрuctуры; III – карта-схема министрuctуры, отдешифрованная по космическому снимку

эта структура осложнена целой серией мелких разломов.

Проведенные исследования показали, что территория Бендер находится в активной зоне современных вертикальных движений земной коры, имеющей тенденцию к опусканию. Геологическая и особенно структурная карты по кровле среднесарматских известняков, а также анализ геолого-геоморфологических профилей выявили зоны тектонических разломов на территории города [12–16]. К зонам разломов приурочены направления ручьев, протекающих на территории города, а также коленообразные изгибы русла р. Днестр [6]. Оценка современной активности геологической среды — одна из важных задач инженерно-геологических изысканий. Стратиграфический диапазон пород, составляющих территорию Бендер и прилегающих районов, охватывает время от докембрия до четвертичного периода [2; 16]. Докембрийские изверженные и метаморфические породы составляют нижний

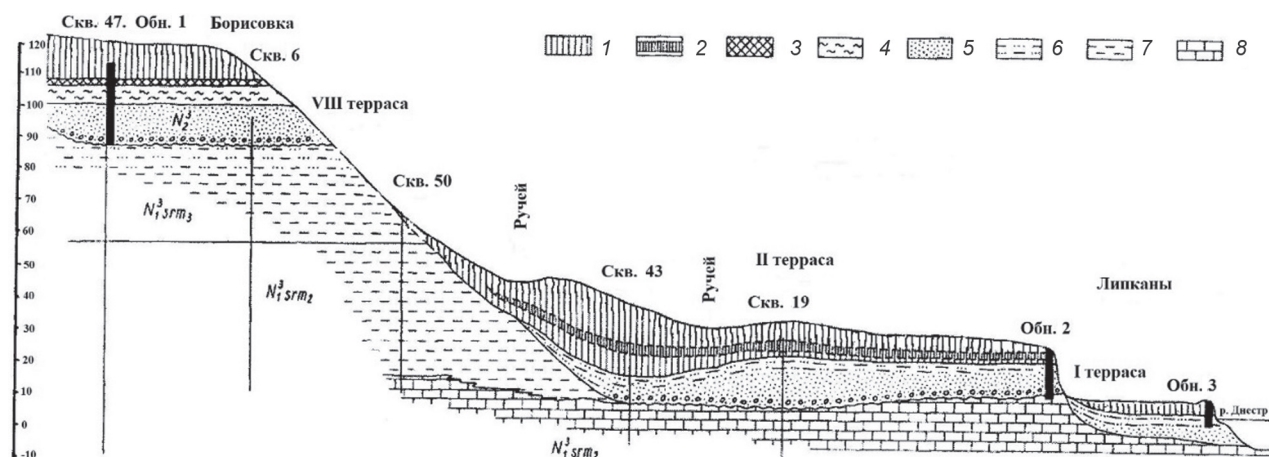


Рис. 3. Схематический разрез долины Днестра у Бендер (по направлению Борисовка – Липканы)

1 – покровные лёссовидные суглинки и современные почвы; 2 – ископаемая почва каштанового типа; 3 – ископаемая почва коричневого типа; 4 – пойменные глины; 5 – пески; 6 – глинистые алевриты; 7 – глины; 8 – известняки

структурный этаж – фундамент, а более молодые, перекрывающие их отложения, образуют верхний структурный этаж – осадочный чехол [3; 16; 28].

В геологическом разрезе территории города выделяется три типа пород, которые существенно отличаются между собой по литологическим и физическим свойствам и влияют на сейсмический эффект от землетрясений. В основании геологического разреза залегают плотные и прочные известняки среднего сармата. Эти породы распространены повсеместно и имеют однородные по площади и глубине физико-литологические свойства. Над известняками залегают глины среднего и верхнего сармата, которые также распространены по всей территории. Мощность этой литологической толщи неоднородна, так как она размыта в настоящее время и перекрыта террасовыми отложениями, и поэтому отметка кровли очень неоднородна (рис. 3) [3; 13; 16; 28].

Верхняя часть геологического разреза складывается песчано-глинистыми отложениями четвертичного возраста, которые представлены континентальными отложениями различного генезиса. Водораздельные пространства и пологие склоны долин ручьев слагают лёссовые суглинки и супеси, пылеватые и тонкие глины, а также четвертичные глины. Они характеризуются неоднородностью в плане и разрезе. Аллювиальные отложения террас сложены в основном супесями, песками и глинами.

Современные формы рельефа территории Бендер обусловлены взаимодействием эндогенных и экзогенных процессов. Структурно-геоморфологический анализ показал, что большая часть территории города расположена на I и II надпойменных террасах. Первая терраса в районе Бендер и его окрестностей протягивается вдоль берега р. Днестр в виде прерывистой полосы, занимающей три участка. Гипсометрически поверхность террасы неоднородна и обладает высотой от 1,5 до 15 м. Общая мощность аллювия

I террасы – 5–7 м. К среднечетвертичным отложениям на территории города относятся аллювиальные образования II террасы, занимающей значительную площадь Бендер и достигающей ширины до 3,2 км. На северной окраине пос. Варница она выклинивается. Высота бровки террасы 8–12 м, а поверхности от 12–15 до 40 м. Поверхность террасы полого наклонена (0° – 3°) в сторону Днестра. Цоколь сложен среднесарматскими известняками и реже – песчано-глинистыми отложениями. Он расположен на абсолютной отметке 8–12 м. Мощность аллювия 3–8 м. Терраса нарушена разломами небольшой амплитуды.

IV терраса выделяется на северной окраине пос. Варница в виде неширокой полосы (рис. 4) [3; 16; 28]. К северу от этого поселка – в сторону долины р. Бык – она расширяется и достигает 1,8 км. Высота поверхности террасы 40–60 м. Ее поверхность слабо наклонена в сторону Днестра. Цоколь террасы складывается известняками и песчано-глинистыми отложениями среднего сармата. Верхнеплиоценовые аллювиальные отложения VIII террасы распространены на западной окраине пос. Варница и Бендер. Цоколь VIII террасы складывается верхнесарматскими песками и глинами. По данным бурения, она понижается с севера на юг. В районе пос. Варница его высота 97 м (скв. 14в), в Борисовском карьере – 95 м, в районе скв. 47Б (Бендеры) – 87 м. Поверхность террасы находится в интервале высот 95–135 м [3; 16; 28].

В промежутке между II и VIII террасами в районе Бендер выделяется полоса эрозионного склона, расположенная в интервале 40–95 м высоты. На севере в районе пос. Варница к этому склону примыкает IV терраса с ее покровными образованиями. Крутизна склона 4° – 5° . Склон покрыт плащом лёссовидных суглинков, содержащих прослой песка. В северо-западной части города на абсолютных отметках 135–142 м коренные породы перекрываются пачкой красно-бурых глин мощностью до 2,0–2,5 м. В генетическом

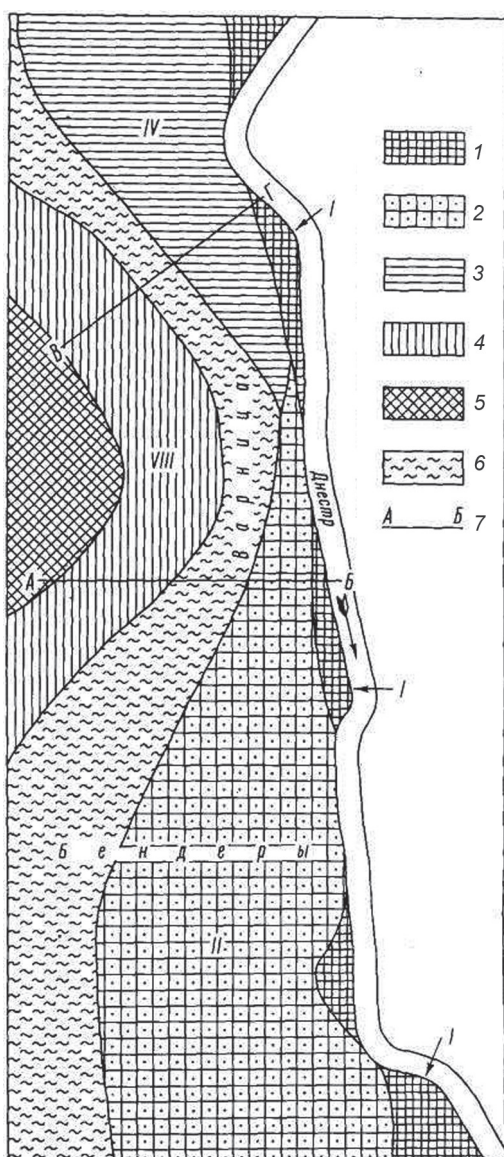
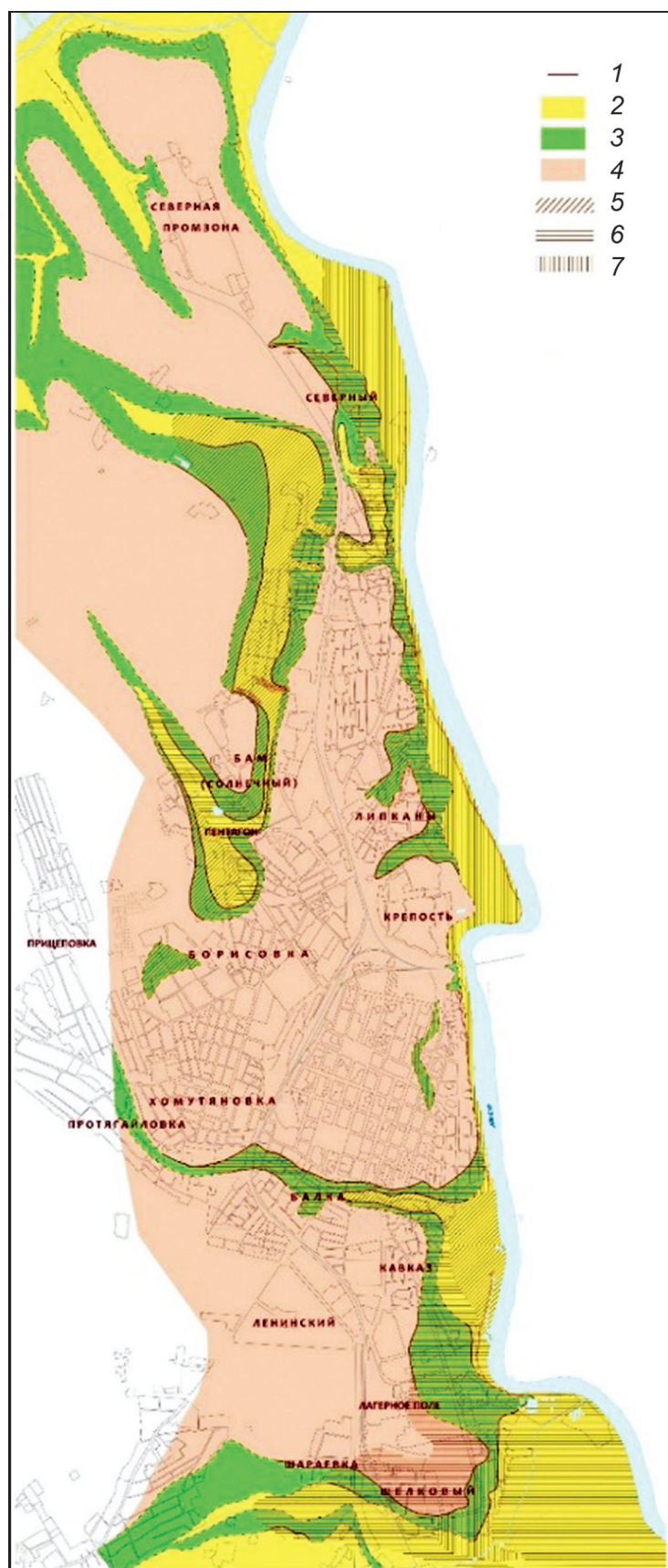


Рис. 4. Схема распространения плиоценовых и четвертичных террас в районе Бендер и пос. Варница

1–4 – область распространения террас: 1 – I, 2 – II, 3 – IV, 4 – VIII; 5 – красно-бурые глины; 6 – эрозионный склон; 7 – направление профиля

Рис. 5. Схематическая карта глубины залегания первого от поверхности водоносного горизонта на территории Бендер [14]

1 – границы зон грунтовых вод (пунктир – предполагаемые); 2–4 – глубина залегания, м: 2 – менее 4, 3 – от 4 до 8, 4 – более 8; 5–7 – мощность водоносного слоя, м: 5 – менее 5, 6 – от 5 до 10, 7 – более 10



отношении красно-бурые глины представляют древние ископаемые почвы.

При инженерных изысканиях для строительства и сейсмического микрорайонирования одним из необходимых условий является установление положения максимального уровня грунтовых вод. Предмет настоящих исследований — это прежде всего грунтовые воды, залегающие наиболее близко к поверхности земли — I, II, IV и VIII надпойменных террас р. Днестр. Специальные гидрогеологические исследования на территории Бендер авторами не проводились.

Однако за период с 1960 по 2020 г. получены многочисленные материалы инженерно-геологических изысканий под здания и промышленные сооружения, а также фондовые — по инженерно-геологической съемке территории Бендер для сейсмического микрорайонирования, проведенной в 1970 г. Это данные по более чем 1000 объектам. Собранные по городу фактические материалы инженерно-геологического изучения площадок под строительство сооружений, а также скважин по доразведке Варницкого месторождения известняков и пробуренных для микросейсмического районирования, позволили выяснить условия залегания первого водоносного горизонта на территории города и построить его схематическую карту (рис. 5) [14; 16].

Как отмечено ранее, Бендеры расположен на I, II, IV и VIII надпойменных террасах р. Днестр. Водовмещающими горизонтами грунтовых вод являются пески различной размерности с линзами и пролистками глинистых пород, а также гравийно-галечные отложения, реже супеси и суглинки. Мощность обводненных пород варьируется и чаще составляет 2–4 м. Подстилающие отложения — породы различного литологического состава, но чаще это глины среднего и верхнего сармата. Глубина залегания уровня грунтовых вод в широких пределах — от 0 до 30 м, но чаще всего — от 4 до 8 м. В балках и ручьях, а также на I надпойменной террасе (голоценовые отложения аллювия) отмечено наиболее высокое залегание — 0–4 м уровня грунтовых вод от поверхности земли. Основная территория города расположена на II террасе р. Днестр, где уровень грунтовых вод колеблется в пределах 4–8 м. На водоразделах, эрозионном склоне, а также на VIII террасе уровень грунтовых вод занимает самое низкое положение — от 8 до 20 м и более.

Выводы. Инженерно-геологические условия отдельных районов Бендер для целей строительства относятся к различным категориям. Категория простых ИГУ, наиболее благоприятных для строительства, характеризует II, IV, VIII надпойменные террасы р. Днестр и водораздельные пространства с уровнем залегания грунтовых вод более 4,0 м и отсутствием просадочных грунтов или при их наличии, но небольшой мощности. К категории средних ИГУ можно отнести районы с просадочными грунтами II и I типа и уровнем залегания грунтовых вод менее 4,0 м. Просадочные грунты

приурочены к различным элементам рельефа, но в основном образуют покровы в пределах плоских водоразделов, пологих склонов, террас р. Днестр. Сложные ИГУ, которые являются крайне неблагоприятными для строительства, характерны для участков с большой крутизной склона, наличием эрозионных процессов, территорий пойменной террасы и голоценовых отложений аллювия в балках и ручьях с уровнем грунтовых вод от поверхности земли — 0–4 м, а также зон тектонических разломов, где должно быть предусмотрено повышение сейсмического балла.

1. Атлас Молдавской ССР / ред. А. Т. Леваднюк. — М.: ГУГК, 1978.
2. Билинчис Г. М. Геодинамика крайнего юго-запада Восточно-Европейской платформы в эпоху морфогенеза. — Кишинёв: Бизнес-элита, Lextoria, 2004. — 183 с.
3. Гольденберг И. М., Билинчис Г. М. Отчет по результатам геолого-съемочных работ, проведенных на территории г. Бендеры масштаба 1 : 10 000 для целей сейсмического микрорайонирования. — Кишинёв: Наука, 1970.
4. Горная энциклопедия. Т. 2 / ред. Е. А. Козловский. — М.: Советская энциклопедия, 1986. — 575 с.
5. ГОСТ 25100–2011 — Грунты. Классификация. — М.: ФГУП «Стандартинформ», 2013. — 42 с. — URL: http://www.geogr.msu.ru/cafedra/geom/uchd/materialy/spetzkurs/gost_25100_2011.pdf (дата обращения: 12.05.2021).
6. Гребенщиков В. П. Мраморноморско-Ладожский линеймент и его выраженность в геологическом строении и рельефе Днестровско-Прутского междуречья // Buletinul Institutului de Geologie și Seismologie al AȘM. — 2007. — No. 1. — Pp. 115–119.
7. Грязнов О. Н. Факторы инженерно-геологических условий г. Екатеринбурга / О. Н. Грязнов, А. Н. Гуляев, Н. В. Рубан, И. А. Савинцев, С. А. Черкасов // Известия Уральского государственного горного университета. — 2015. — Вып. 3 (39). — С. 5–21.
8. Кошкина Н. В. Геотехническая оценка участка строительства в сложных условиях. — Пенза: ПГУАС, 2014. — 84 с.
9. Методика сейсмического микрорайонирования застраиваемых (осваиваемых) территорий РСФСР с учетом региональных инженерно-сейсмологических особенностей и техногенных факторов. — М., 1991. — 44 с. — URL: <https://meganorm.ru/Data2/1/4293853/4293853816.pdf> (дата обращения: 12.05.2021).
10. Неволлин А. П. Инженерная геология. Инженерно-геологические изыскания для строительства: учеб.-метод. пособие. — Пермь: Изд-во Пермского национального исследовательского политехнического ун-та, 2014. — 85 с.
11. Рекомендации по оценке инженерно-геологических условий территорий г. Москвы, планируемых к застройке, на основе карт природно-техногенных опасностей. — М., 2002. — URL: <http://www.gostrf.com/normadata/1/4294845/4294845749.pdf> (дата обращения: 15.05.2021).
12. Романов Л. Ф. Отчет о научно-исследовательской работе НИЛ «Геоэкология» за 2008 год. — Тирасполь: Наука, 2008.
13. Романов Л. Ф. Отчет о научно-исследовательской работе НИЛ «Геоэкология» за 2009 год. — Тирасполь: Наука, 2009.
14. Романов Л. Ф. Отчет о научно-исследовательской работе НИЛ «Геоэкология» за 2010 год. Тирасполь: Наука, 2010.
15. Романов Л. Ф. Отчет о научно-исследовательской работе НИЛ «Геоэкология» за 2011 год. — Тирасполь: Наука, 2011.

16. Романов Л. Ф. Отчет о научно-исследовательской работе НИЛ «Геоэкология» за 2012 год. — Тирасполь: Наука, 2012.
17. РСН 60-86. Инженерные изыскания для строительства. Сейсмическое микрорайонирование. Нормы производства работ. Госстрой РСФСР. — М.: МосЦТИСИЗ Госстроя РСФСР, 1986. — 32 с. — URL: <http://www.gostrf.com/normadata/1/4294854/4294854921.pdf> (дата обращения: 22.05.2021).
18. РСН 65-87. Инженерные изыскания для строительства. Сейсмическое микрорайонирование. Технические требования к производству работ. — М.: Госстрой РСФСР, 1987. — 26 с. — URL: <https://meganorm.ru/Data2/1/4294854/4294854919.pdf> (дата обращения: 15.05.2021).
19. Рымбу Н. Л. Природные условия и ресурсы Молдавской ССР. — Кишинёв: Штиинца, 1985. — 127 с.
20. СНиП 11-02-96. Инженерные изыскания для строительства. Основные положения. — М.: ПНИИИС, 1996. — URL: <https://files.stroyinf.ru/Data2/1/4294854/4294854928.pdf> (дата обращения: 12.05.2021).
21. СНиП II-7-81*. Строительство в сейсмических районах / ред. Л. Н. Кузмина. — М.: ФГУП ЦПП, 2007.
22. СП 11-105-97. Свод правил. Инженерно-геологические изыскания для строительства. Часть II. Правила производства работ в районах развития опасных геологических и инженерно-геологических процессов. — М.: ПНИИИС Госстроя России, 2000. — URL: <https://files.stroyinf.ru/Data2/1/4294851/4294851542.pdf> (дата обращения: 23.05.2021).
23. СП 47.13330.2012. Свод правил. Инженерные изыскания для строительства. Основные положения. Актуализированная редакция СНиП 1102-96. — М.: Минрегион России, 2012. — URL: <http://docs.cntd.ru/document/1200096789> (дата обращения: 20.05.2021).
24. Схематическая карта: функциональное зонирование территории города Бендеры. Бендеры: ООО НПЦ «Мониторинг», 2010. — URL: <https://monitoringmd.com/> (дата обращения: 22.05.2021).
25. Теоретические основы инженерной геологии. Ч. 1: Геологические основы / ред. Е. М. Сергеев. — М.: Недра, 1985. — 332 с.
26. Токарский О. Г., Токарский А. О. Инженерно-геологические условия г. Саратова. — Саратов: Саратовский государственный университет им. Н. Г. Чернышевского, 2009. — 103 с.
27. Фоменко В. Г. Современная миграционная ситуация в Приднестровье // Вопросы развития географии, краеведения и туризма в Приднестровье: Материалы науч.-практич. конф. — Тирасполь: Приднестровский государственный университет им. Т. Г. Шевченко, 2019. — С. 49–58.
28. Штеренберг Г. М. Отчет о поисковых и детальных геологоразведочных работах на Варницком месторождении пильных известняков. — Кишинёв: ТГФ, 1958.
29. Bala A., Hannich D., Ritter J. Geological and geophysical model of the quaternary layers based on in situ measurements in Bucharest, Romania // *Romanian Reports in Physics*. — 2011. — Vol. 63, no. 1. — Pp. 250–274.
30. Ciugudean-Toma V., Stefanescu I. Engineering geology of the Bucharest city area, Romania // *Proceedings Engineering Geology for Tomorrows Cities*. — 2006. — No. 235. — 8 p.
31. El May M., Dlalal M., Bedday A. Engineering-geological and geotechnical investigation for risk assessment // *Central European Journal of Geosciences*. — 2011. — Vol. 3, iss. 3. — Pp. 260–270.
32. Yi N., Zhang X., Huang J., Wang Ya. Engineering geological problems caused by city planning and its management countermeasure // *International Conference on E-Business and E-Government*. — 2010. — No. 1. — Pp. 758–760.
1. Levadnyuk A. T. (ed.). Atlas Moldavskoy SSR [Atlas of the Moldavian SSR]. Moscow, 1978.
2. Bilinkis G. M. Geodinamika krajnego yugo-zapada Vostochno-Evropeyskoy platformy v epokhu morfogeneza [Geodynamics of the extreme south-west of the East European platform in the era of morphogenesis]. Kishinev, 2004, 183 p.
3. Gol'denberg I. M., Bilinkis G. M. Otchet po rezul'tatam geologo-s"emochnykh rabot, provedennykh na territorii g. Bendery masshtaba 1 : 10 000 dlya tseley seysmicheskogo mikrorayonirovaniya [Report on the results of geological survey work carried out on the territory of Bendery at a scale of 1:10,000 for the purposes of seismic microzoning]. Kishinev, Nauka, 1970.
4. Kozlovskiy E. A. (ed.). Gornaya entsiklopediya. T. 2 [Mining encyclopedia. Vol. 2]. Moscow, 1986, 575 p.
5. GOST 25100-2011. Grunty. Klassifikatsiya [Soils. Classification]. Moscow, 2013, 42 p., available at: http://www.geogr.msu.ru/cafedra/geom/uchd/materialy/spetzkurs/gost_25100_2011.pdf (accessed 12 May 2021).
6. Grebenshchikov V. P. Mramornomorsko-Ladozhskiy lineament i ego vyrazhennost' v geologicheskom stroenii i rel'efe Dnestrovsko-Prut'skogo mezhdurech'ya [Marmornomorsko-Ladoga lineament and its manifestation in the geological structure and relief of the Dniester-Prut interfluvial]. *Buletinul Institutului de Geologie si Seismologie al ASM*, 2007, no. 1, pp. 115–119. (In Russian).
7. Gryaznov O. N., Gulyaev A. N., Ruban N. V., Savintsev I. A., Cherkasov S. A. Factors of engineering-geological conditions of the Ekaterinburg. *News of the Ural State Mining University*, 2015, no. 3 (39), pp. 5–21. (In Russian).
8. Koshkina N. V. Geotekhnicheskaya otsenka uchastka stroitel'stva v slozhnykh usloviyakh [Geotechnical assessment of the construction site in difficult conditions]. Penza, 2014, 84 p.
9. Metodika seysmicheskogo mikrorayonirovaniya zastraivayemykh (osvaivayemykh) territoriy RSFSR s uchetom regional'nykh inzhenerno-seysmologicheskikh osobennostey i tekhnogennykh faktorov [Methods of seismic microzoning of the developed (developed) territories of the RSFSR, taking into account regional engineering and seismological features and technogenic factors]. Moscow, 1991, 44 p., available at: <https://meganorm.ru/Data2/1/4293853/4293853816.pdf> (accessed 12 May 2021).
10. Nevolin A. P. Inzhenernaya geologiya. Inzhenerno-geologicheskie izyskaniya dlya stroitel'stva: ucheb.-metod. posobie [Engineering geology. Engineering-geological surveys for construction: teaching aid]. Perm', 2014, 85 p.
11. Rekomendatsii po otsenke inzhenerno-geologicheskikh usloviy territoriy g. Moskv, planiruyemykh k zastroyke, na osnove kart prirodno-tekhnogennykh opasnostey [Recommendations for assessing the engineering and geological conditions of the territories of Moscow, planned for development, based on maps of natural and technogenic hazards]. Moscow, 2002, available at: <http://www.gostrf.com/normadata/1/4294845/4294845749.pdf> (accessed 15 May 2021).
12. Romanov L. F. Otchet o nauchno-issledovatel'skoy rabote NIL «Geoekologiya» za 2008 god [Report on the research work of the Research Laboratory "Geoecology" for 2008]. Tiraspol', Nauka, 2008.
13. Romanov L. F. Otchet o nauchno-issledovatel'skoy rabote NIL «Geoekologiya» za 2009 god [Report on the research work of the Research Laboratory "Geoecology" for 2009]. Tiraspol', Nauka, 2009.
14. Romanov L. F. Otchet o nauchno-issledovatel'skoy rabote NIL «Geoekologiya» za 2010 god [Report on the research work of the Research Laboratory "Geoecology" for 2010]. Tiraspol', Nauka, 2010.
15. Romanov L. F. Otchet o nauchno-issledovatel'skoy rabote NIL «Geoekologiya» za 2011 god [Report on the research work of the Research Laboratory "Geoecology" for 2011]. Tiraspol', Nauka, 2011.
16. Romanov L. F. Otchet o nauchno-issledovatel'skoy rabote NIL «Geoekologiya» za 2012 god [Report on the re-

search work of the Research Laboratory "Geoecology" for 2012]. Tiraspol', Nauka, 2012.

17. RSN 60-86. Inzhenernye izyskaniya dlya stroitel'stva. Seysmicheskoe mikrorayonirovanie. Normy proizvodstva rabot. Gosstroy RSFSR [RSN 60-86. Engineering surveys for construction. Seismic microzoning. Production standards. Gosstroy of the RSFSR]. Moscow, 1986, 32 p., available at: <http://www.gost.rf.com/normadata/1/4294854/4294854921.pdf> (accessed 22 May 2021).

18. RSN 65-87 Inzhenernye izyskaniya dlya stroitel'stva. Seysmicheskoe mikrorayonirovanie. Tekhnicheskie trebovaniya k proizvodstvu rabot [RSN 65-87. Engineering surveys for construction. Seismic microzoning. Technical requirements for the production of works]. Moscow, 1987, 26 p., available at: <https://meganorm.ru/Data2/1/4294854/4294854919.pdf> (accessed 15 May 2021).

19. Rymbu N. L. Prirodnye usloviya i resursy Moldavskoy SSR [Natural conditions and resources of the Moldavian SSR]. Kishinev, 1985, 127 p.

20. SNiP 11-02–96. Inzhenernye izyskaniya dlya stroitel'stva. Osnovnye polozheniya [SNiP 11-02–96. Engineering surveys for construction. Basic provisions]. Moscow, 1996, available at: <https://files.stroyinf.ru/Data2/1/4294854/4294854928.pdf> (accessed 12 May 2021).

21. Kuzmina L. N. (ed.). SNiP II-7–81*. Stroitel'stvo v seysmicheskikh rayonakh [SNiP II-7-81*. Construction in seismic areas]. Moscow, 2007.

22. SP 11-105–97. Svod pravil. Inzhenerno-geologicheskie izyskaniya dlya stroitel'stva. Chast' II. Pravila proizvodstva rabot v rayonakh razvitiya opasnykh geologicheskikh i inzhenerno-geologicheskikh protsessov [SP 11-105–97. Set of rules. Engineering and geological surveys for construction. Part II. Rules for the production of work in areas of development of hazardous geological and engineering-geological processes]. Moscow, 2000, available at: <https://files.stroyinf.ru/Data2/1/4294851/4294851542.pdf> (accessed 23 May 2021).

23. SP 47.13330.2012. Svod pravil. Inzhenernye izyskaniya dlya stroitel'stva. Osnovnye polozheniya. Aktualizirovannaya

redaktsiya SNiP 1102–96 [SP 47.13330.2012. Set of rules. Engineering surveys for construction. Basic provisions. Updated edition of SNiP 1102–96]. Moscow, 2012, available at: <http://docs.cntd.ru/document/1200096789> (accessed 20 May 2021).

24. Skhematicheskaya karta: funktsional'noe zonirovaniye territorii goroda Bendery [Schematic map: functional zoning of the Bendery urban area]. Bender, 2010, available at: <https://monitoringmd.com/> (accessed 22 May 2021).

25. Sergeev Ye. M. (ed.). Teoreticheskie osnovy inzhenernoy geologii. Ch. 1: Geologicheskie osnovy [Theoretical foundations of engineering geology. Iss. 1: Geological foundations]. Moscow, Nedra, 1985, 332 p.

26. Tokarskiy O. G., Tokarskiy A. O. Inzhenerno-geologicheskie usloviya g. Saratova [Geotechnical conditions of the city of Saratov]. Saratov, 2009, 103 p.

27. Fomenko V. G. Sovremennaya migratsionnaya situatsiya v Pridnestrov'e [The current migration situation in Pridnestrov'e]. *Voprosy razvitiya geografii, kraevedeniya i turizma v Pridnestrov'e*. Tiraspol', 2019, pp. 49–58. (In Russian).

28. Shterenberg G. M. Otchet o poiskovykh i detal'nykh geologorazvedochnykh rabotakh na Varnitskom mestorozhdenii pil'nykh izvestnyakov [Report on prospecting and detailed exploration work at the Varnitskoye sawn limestone deposit]. Kishinev, 1958.

29. Bala A., Hannich D., Ritter J. Geological and geophysical model of the quaternary layers based on in situ measurements in Bucharest, Romania. *Romanian Reports in Physics*, 2011, vol. 63 (1), pp. 250–274.

30. Ciugudean-Toma V., Stefanescu I. Engineering geology of the Bucharest city area, Romania. *Proceedings Engineering Geology for Tomorrows Cities*, 2006, no. 235, 8 p.

31. El May M., Dlala M., Bedday A. Engineering-geological and geotechnical investigation for risk assessment. *Central European Journal of Geosciences*, 2011, vol. 3, iss. 3, pp. 260–270.

32. Yi N., Zhang X., Huang J., Wang Ya. Engineering geological problems caused by city planning and its management countermeasure. *International Conference on E-Business and E-Government*, 2010, no. 1, pp. 758–760.

Гребенщикова Виктор Петрович — канд. геол.-минерал. наук, доцент, ПГУ им. Т. Г. Шевченко ¹. <grebenshchikov6815@kpi.com.de>

Гребенщикова Наталья Владимировна — канд. геол.-минерал. наук, доцент, ПГУ им. Т. Г. Шевченко ¹. <grebenshchikova6815@uoel.uk>

Капитальчук Иван Петрович — канд. геогр. наук, доцент, ПГУ им. Т. Г. Шевченко ¹. <kapitalchuk6815@murdoch.in>

Grebenshchikov Viktor Petrovich — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Associate Professor, TSU named after T. G. Shevchenko ¹. <grebenshchikov6815@kpi.com.de>

Grebenshchikova Natalia Vladimirovna — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Associate Professor, TSU named after T. G. Shevchenko ¹. <grebenshchikova6815@uoel.uk>

Kapitalchuk Ivan Petrovich — Candidate of Geographical Sciences, Associate Professor, TSU named after T. G. Shevchenko ¹. <kapitalchuk6815@murdoch.in>

¹ Приднестровский государственный университет им. Т. Г. Шевченко (ПГУ им. Т. Г. Шевченко). Ул. 25 Октября, 128, Тирасполь, Республика Молдова, 3300. Transnistrian State University named after T. G. Shevchenko (TSU named after T. G. Shevchenko). 128 ul. 25 Octombrie, Tiraspol, The Republic of Moldova, 3300.

Л. И. ЕФАНОВА (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН),
Т. П. МАЙОРОВА (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН;
СГУ им. Питирима Сорокина),
К. Г. ПАРХАЧЕВА (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН)

Золотоносные метасоматиты хребта Енганепэ (Полярный Урал)

Впервые приводятся данные о золотоносности метасоматитов на хребте Енганепэ Полярного Урала. Пирит-серицит-кварцевые, пирит-серицитовые и серицитовые метасоматиты развиваются по риолитам и базальтам. Показана связь золотоносности с послемагматическими процессами околотрепчинного низкотемпературного метасоматоза. Самородное золото в метасоматитах умеренно-высокопробное (800–900 ‰), типоморфными примесями являются серебро и ртуть. Аналогичное золото ранее обнаружено в россыпях. Обсуждаются вопросы перспективности территории на коренное золото и возможном генетическом типе месторождений золота.

Ключевые слова: метасоматиты, золотоносность, прогноз золотого оруденения, хребет Енганепэ, Полярный Урал.

L. I. EFANOVA (FTC Institute of Geology Komi SC UB RAS),
T. P. MAYOROVA (FTC Institute of Geology Komi SC UB RAS;
P. Sorokin Syktyvkar State University),
K. G. PARHACHEVA (FTC Institute of Geology Komi SC UB RAS)

Auriferous metasomatite from the Enganepe Ridge (Polar Urals)

For the first time, the authors present data on the gold content of metasomatite from the Enganepe Ridge, the Polar Urals. Pyrite-sericite-quartz, pyrite-sericite and sericite metasomatites occur after rhyolite and basalt. The relationship between gold grade and post-magmatic processes of near-fissure low-temperature metasomatism is shown. Native gold in the metasomatite is moderately fine (800–900 ‰); typomorphic impurities are represented by silver and mercury. Similar gold was previously found in placers. Potential of the area for native gold and possible genetic type of gold deposits is discussed.

Keywords: metasomatite, gold grade, forecast of gold mineralization, the Enganepe Ridge, the Polar Urals.

Для цитирования: Ефанова Л. И., Майорова Т. П., Пархачева К. Г. Золотоносные метасоматиты хребта Енганепэ (Полярный Урал) // Региональная геология и металлогения. — 2021. — № 87. — С. 87–101. DOI: 10.52349/0869-7892_2021_87_87-101

Введение. Одним из главных препятствий к устойчивому социально-экономическому развитию Воркутинской опорной зоны Российской Арктики является недостаточная изученность минерально-сырьевого потенциала Полярного Урала и в первую очередь золотоносности Енганепэ-Манитаньрдского района, куда входит и поднятие Енганепэ. В административном отношении район относится к МОГО «Город Воркута» Республики Коми (рис. 1). Доступ к площади хр. Енганепэ осуществляется по вездеходным дорогам. Ближайшие населенные пункты — г. Воркута (60 км) и пос. Елецкий (25 км).

Несмотря на общие черты геолого-структурной обстановки с Манитаньрдским районом, где имеются многочисленные проявления коренного золота [3], поднятие Енганепэ остается слабоизученным. Вместе с тем в этом районе установлены существенные предпосылки коренной

золотоносности: наличие мелких россыпепроявлений, устойчивые шлиховые потоки золота в современном русловом аллювии; знаковые и весовые содержания золота в склоновых делювиальных отложениях и некоторые другие [1; 13].

В последние годы установлены прямые признаки наличия на этой территории коренной золотой минерализации. В результате заверки одной из наиболее перспективных комплексных литохимических аномалий в позднерифейско-раннекембрийских вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщах Л. И. Ефановой с коллегами выявлена зона пиритизации, в которой впервые обнаружено самородное золото. Известно, что золотая минерализация практически всегда сопровождается метасоматическими изменениями вмещающих пород, которые тесно связаны с геолого-промышленными типами месторождений золота. В связи с этим актуальная задача

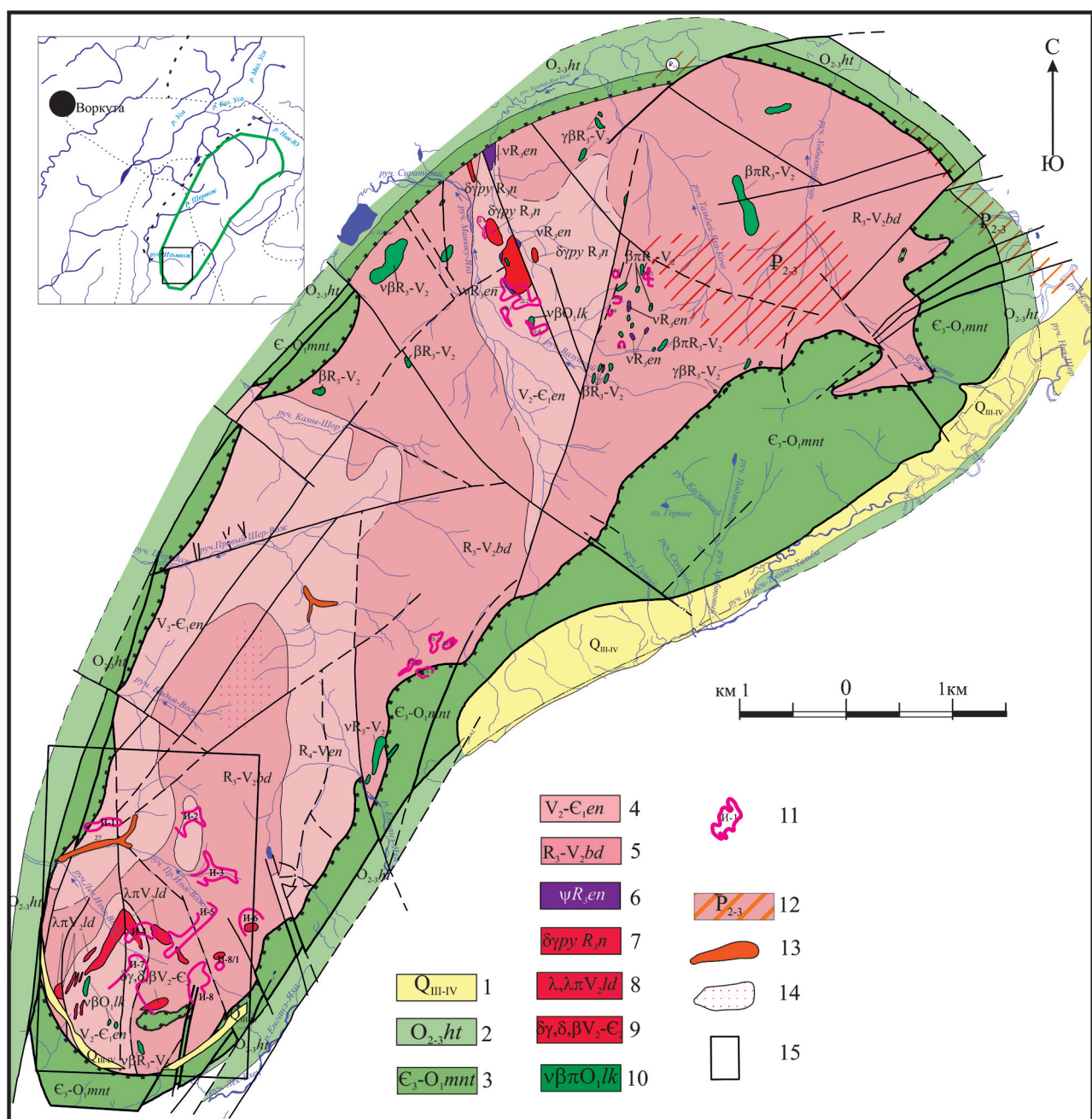


Рис. 1. Геологическая карта хребта Енганепэ. Составлена на геологической основе Б. Я. Дембовского (1983 г.) с использованием материалов А. П. Ермоленко (1988 г.), П. Е. Попова (2005 г.), Л. И. Ефановой (2009 г.)

1 – верхнечетвертичные-современные отложения: глыбы, щебенка, галечники, пески, глины; 2 – хантейская свита: известняки песчанистые, «ребристые» и «петельчатые», прослои углистых сланцев, доломиты; 3 – манитаньрдская серия нерасчлененная: конгломераты, гравелиты, кварцитоесчаники, алевролиты, покровы эффузивов щелочно-го состава; 4 – енганэпейская свита: алевропсаммитовые сланцы, туфопесчаники, туфоалевролиты, углеродисто-кремнисто-глинистые сланцы; 5 – бедамельская серия: метариолиты, метандезиты, андезибазальты и их туфы. Интрузивные образования: 6 – енганэпейский комплекс гипербазитовый плутонический: серпентиниты апопери-дитовые, апопироксенитовые; 7 – нияюский комплекс плутонический: диориты, плагиограниты, гранодиориты; 8 – экструзивно-субвулканические образования кислого состава лядгейского комплекса; 9 – кызыгейский комплекс плутонический: диориты, гранодиориты, плагиограниты; 10 – леквожский габбро-долеритовый гипабиссальный ком-плекс; 11 – контуры изолиний аномалий золота и название участка: И – Изъявож, Ш – Шервож, Д – Диоритовый, П – Пятнистый; 12 – площадные коры выветривания палеогенового возраста на участке Широкий; 13 – россы-непреоявления с весовым содержанием золота; 14 – аллювиальные шлиховые потоки золота; 15 – участок Изъявож

прогнозирования поднятия Енганепэ на коренную золотоносность — выяснение природы гидротермальных изменений вмещающих пород в зоне пиритизации. Решение подобной задачи представляется как научный, так и практический интерес для оценки территории на коренное золото.

В статье использованы авторские материалы прогнозно-поисковых работ на золото в пределах хр. Енганепэ за 2009 год, включающие описание шлифов, результаты атомно-абсорбционных и пробирных анализов на золото, схемы документации горных выработок. Химический, рентгенодифракционный, электронно-микроскопический, рентгеноспектральный анализы выполнены в лабораториях Института геологии Коми НЦ УрО РАН.

Изученность территории. История изучения золотоносности хр. Енганепэ насчитывает не одно десятилетие. Начиная с 1960 г. в процессе геологических съемок В. Н. Гессе, В. П. Водолазским и др. обращалось пристальное внимание на ореолы измененных пород. Это позволило обнаружить пункты минерализации золота и серебра, меди, полиметаллов, бора, горного хрусталя и шлиховые потоки золота на водотоках территории, что способствовало обнаружению в районе коренных проявлений золота. Исследователи пришли к выводу, что золоторудная минерализация связана с зонами пиритизации, развитыми в доордовикских вулканогенно-осадочных породах, которые рассматривались как источники питания россыпей. Несмотря на бедность содержания золота в минерализованных зонах, авторы рекомендовали дальнейшее их изучение, вскрытие и опробование. Возможность обнаружения богатых участков не исключалась. В 2001–2005 гг. на Воркутинской площади проведены ГДП-200 [1], включавшие изучение россыпного золота хр. Енганепэ и выявившие его типоморфные особенности [6]. В 2007 г. под руководством Л. И. Ефановой проведены литохимические поиски масштаба 1 : 25 000 и ревизия отдельных аномалий небольшим объемом горных выработок.

Геологическое строение района. Енганепэйская брахиантиклиналь представляет собой крупную структуру размером 40 × 12 км с осью, ориентированной в северо-восточном направлении. Северо-западное крыло крутое (угол падения 50°–60°), осложнено взбросо-надвигом, юго-восточное — более пологое (угол падения 30°–40°). Шарнир полого, под углом 10°–15°, погружается к юго-юго-востоку.

В ядре антиклинали выходят позднерифейско-вендские образования бедамельской серии (R_3 – V_2bd), представленные базальтами, андезитами, трахибазальтами, их кластолавами и лавобрекчиями, дацитами и их туфами, а также туфоконгломератами и туфогравелитами. Верхняя часть разреза сложена лавами кислого состава, их кластолавами и туфами (рис. 1).

Ядра синклиналей выполнены поздневендско-раннекембрийскими отложениями енганепейской свиты (V_2 – E_1en). На юге поднятия Енганепэ, в бассейнах рек Правый и Левый Изъявож и верхнего течения р. Шервож, в разрезе преобладают «глинистые» породы, представляющие собой удаленно-морскую фацию. На севере в бассейнах рек Манюкуяха и Янаскеулектальба существенную роль играют обломочные породы песчаной размерности, вмещающие пачки и отдельные горизонты гравелитов и пудинговых конгломератов (диамиктитов), относящиеся к прибрежно-морской фации.

С угловым несогласием на рифейско-вендско-нижекембрийских отложениях залегает мощная терригенная толща манитаньрдской серии (E_3 – O_1mn), сложенная конгломератами, гравелитами, кварцитопесчаниками. Контакт между уралами и доуралами обнажен на р. Правый Изъявож.

В пределах антиклинория широко развиты интрузивные образования. К позднерифейским относятся енганепейский гипербазитовый комплекс, экструзивно-субвулканические вулканы нижней толщи бедамельской серии и нияюский плагиогранит-тоналитовый плутонический комплекс; к поздневендским — экструзивно-субвулканические образования кислого состава лядгейского комплекса и кызыгейский плагиогранит-диоритовый плутонический комплекс; к ранне-среднеордовикским — леквожский габбро-долеритовый гипабиссальный комплекс.

Риолиты лядгейского комплекса обладают абсолютным возрастом в интервале 555–547 млн лет, определенным по единичным цирконам U–Pb методом и отвечающим основанию позднего венда [10; 15]. По химическому составу риолиты относятся к нормальному и отчасти умереннощелочному рядам (Na и K–Na сериям), весьма высокоглиноземистые.

В привершинной части горы Южная расположен небольшой массив размером 600 × 250 м, сложенный гранитами и гранодиоритами. С вмещающими вулканиками основного и среднего составов, относящимися к бедамельской серии, гранитоиды имеют «горячие» контакты. Породы перекрыты красноцветными песчаниками манитаньрдской серии. Возраст гранодиоритов, датированный по величине отношения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ в цирконах, составил $637,6 \pm 4,5$ млн лет [10].

Участок Изъявож. По результатам проведенной в процессе ГДП-200 в бассейнах рек Правый и Левый Изъявож магнитной съемки масштаба 1 : 25 000, полоса коренных выходов субвулканических риолитов лядгейского комплекса пространственно сопряжена с положительной аномалией магнитного поля субмеридионального простирания. К меридиональной зоне тяготеют также локальные аномалии ртuti (по результатам наземной газортутной съемки), приуроченные к полосе выходов субвулканических риолитов (рис. 2). Согласно современным представлениям, ртутные аномалии фиксируют

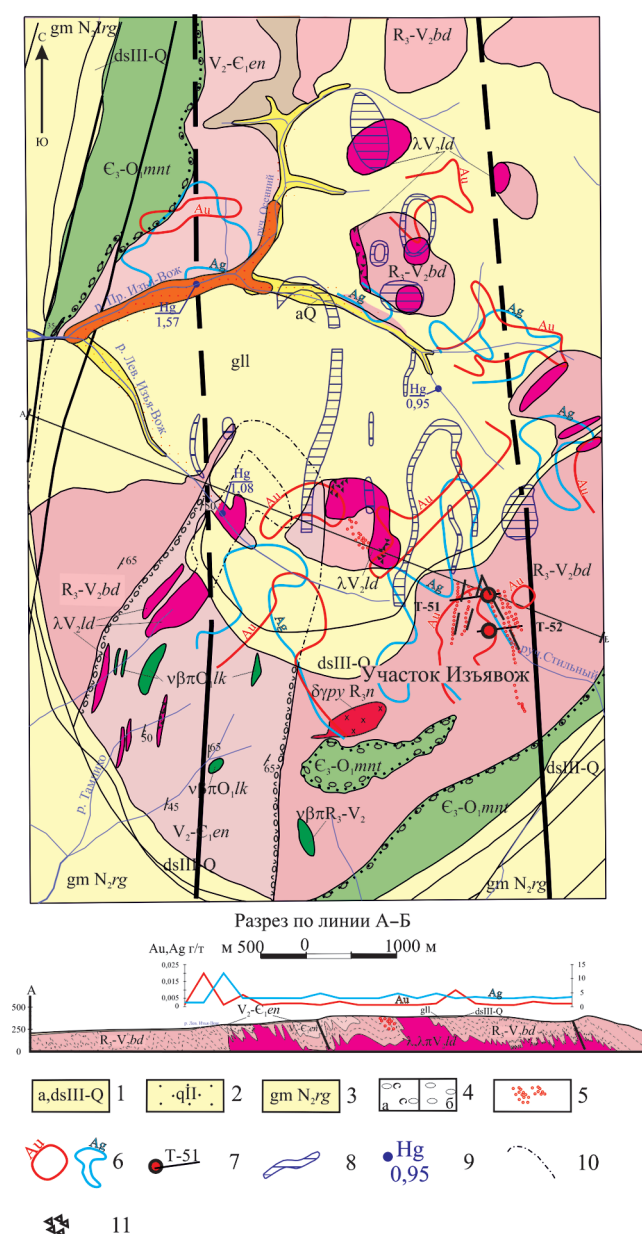


Рис. 2. Схематическая геологическая карта южной части хребта Енганепэ с элементами прогноза. Составлена на основе материалов Б. Я. Дембовского (1983 г.), А. П. Ермоленко (1988 г.), П. Е. Попова (2005 г.)

1 – аллювиальные отложения: валунно-галечные, песчано-гравийные с суглинком и супесью; делювиально-солифлюкционные отложения: глыбы, щебень, суглинок; 2 – моренные отложения: суглинки с глыбами, валунами, щебнем, галькой, дресвой; 3 – роговская свита, ледниково-морские отложения: алевроиты, суглинки, глины с мелкой галькой и гравием; 4 – туфоконгломераты, туфогравелиты (а); песчаники, гравелиты, конгломераты (б); 5 – зоны пиритизации; 6 – изолинии золота и серебра по вторичным ореолам рассеяния; 7 – горные выработки и их номера с пунктами повышенных содержаний золота; 8 – контуры ртутно-газовых аномалий; 9 – точки со шлиховым ртутистым золотом; 10 – граница пород под четвертичными отложениями; 11 – эруптивная брекчия риолитов. Ост. усл. обозн. см. на рис. 1

зоны глубинных разломов [5; 14], по которым ртуть, имеющая мантийную природу, привнеслась ювенильными флюидами [7]. И наконец, в указанной полосе выявлено восемь литогеохимических аномалий золота с содержанием от 10 до 50 мг/т с контуром изоконцентрации 9 мг/т. Золоту сопутствуют Cu, Ag, Zn, Pb, As, Ba, Sr, V и др. элементы.

Все приведенные данные свидетельствуют о наличии на площади мощной (шириной не менее 2,5 км) зоны разлома субмеридионального простирания, в пределах которого развиты разновозрастные интрузивные образования и реконструируется несколько фрагментов жерловых аппаратов, восстанавливающихся по наличию пизолитовых туфов кислого состава бедамельской серии со специфической миндалекаменной текстурой (гороховый камень).

В области водораздела, восточнее горы Южная, на площади 1,53 км² зафиксирована комплексная литогеохимическая аномалия, в которой максимальное содержание золота достигает 30 мг/т. Первоначально на месте ее развития обнаружены элювиально-делювиальные развалы пиритизированных вулканитов кислого и основного составов, приуроченные к системе разрывных нарушений субмеридионального простирания. Падение нарушений крутое, западное (250°–270°, угол 60°–85°). В рудных обломках содержание Au достигает 13–54 мг/т. С золотом коррелируются Zn, Pb, Cu, As и Mn.

На месте аномалии пройдены две траншеи (Т-51 и Т-52). Они вскрыли осветленные, обохренные, окварцеванные и пиритизированные пизолитовые туфы, сферолитовые риолиты, базальты, туфопесчаники и туфосланцы, участками интенсивно рассланцованные, и дайки риолитов (рис. 3). На участке большим развитием пользуются тектонические нарушения, визуально сопровождающиеся дроблением пород с образованием катаклизитов и милонитов. В катаклизитах тонкоразмолотая (милонитовая, глинистая) составляющая цементирует линзы и вытянутые обломки пород, сохраняющих элементы простирания разлома и состав исходной породы. Собственно милонит в виде мелкораздробленного, рыхлого, рассыпающегося в руках материала, перемежаясь с интенсивно поддробленными породами (катаклизитами), представляет собой «тело» разлома. В бортах и полотне выработок можно видеть чередование блоков относительно монолитного сложения и зон дробления. Мощность зон дробления изменчива – от 2,5–3,4 до 10–32,5 м, их доля составляет 30–40 % изученного разреза. Катаклизиты и милониты пропитаны оксидами и гидроксидами железа, мышьяка, марганца, которые придают им характерные цвета: бурый, желтый, красный, серый, иногда пеструю окраску. Пространственное расположение разноокрашенных разновидностей пород контролируется их слоистостью, сланцеватостью, разрывными нарушениями, приразломными зонами расланцевания и пиритизацией.

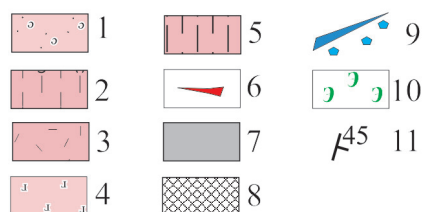
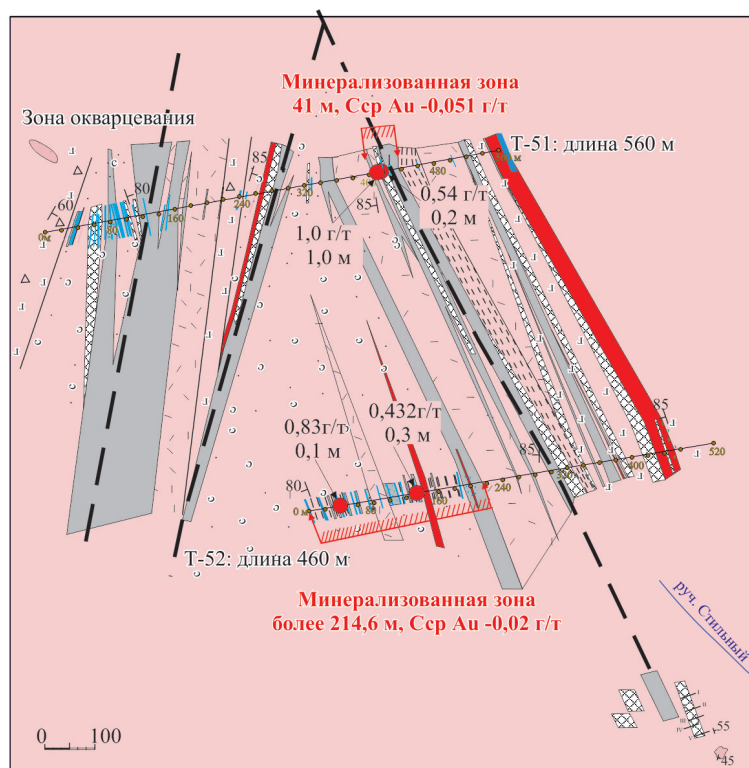


Рис. 3. План участка Изъявоз по результатам документации траншей Т-51 и Т-52

1 – туфопесчаники; 2 – туфоалевролиты; 3 – риолиты и апориолитовые сланцы; 4 – metabазальты и их кластолавы; 5 – темно-серые сланцы; 6 – субвулканические тела риолитов; 7 – тектонические нарушения (милониты и катаклазиты); 8 – пирит-серицит-кварцевые метасоматиты; 9 – кварцевые жилы или их обломки; 10 – эпидотизация; 11 – элементы залегания сланцеватости



Фазовый состав глинистой (милонитовой) фракции был определен при помощи рентгенодифрактометрического анализа неориентированных образцов (дифрактометр Shimadzu XRD-6000, излучение – CuKα 30 кВ, 20 мА, Ni-фильтр). Преобладающей фазой тонкого субстрата перетертых в зоне разлома пород является иллит (тонкодисперсный, гидротированный мусковит), соизмеримый с ним хлорит, иногда железистый. Из прочих следует назвать кварц и ярозит. Вероятно, наблюдаются псевдоморфозы ярозита по вкрапленным кристаллам пирита. Рентгенофазовый анализ не выявил наличия высокоглиноземистых минералов, в частности каолинита, которые указывали бы на развитие коры выветривания.

Метасоматически измененные породы. Миндалекаменные базальтоиды и сферолитовые риолиты занимают около половины разреза вскрытых выработками пород. Вулканыты прорваны мало-мощными дайками массивных, почти черных субвулканических риолитов. Вулканыты в разной степени пиритизированы и рассланцованы. Мощность визуально наблюдаемых зон пиритизации для кислых пород колеблется от 1–2 до 10–16 м, для основных пород от 0,7–1,4 до 10 м. Пирит образует вкрапленную, прожилково-вкрапленную и гнездовидную минерализацию. Его содержание не превышает одного процента. Такие участки светлоокрашены, сам пирит свежий неокисленный. Однако, судя по широко развитым полям пестроокрашенных милонитов и катаклазитов, пиритизация первоначально была проявлена значительно шире. В западной части траншеи в разрезе преобладают псаммиты с прослоями

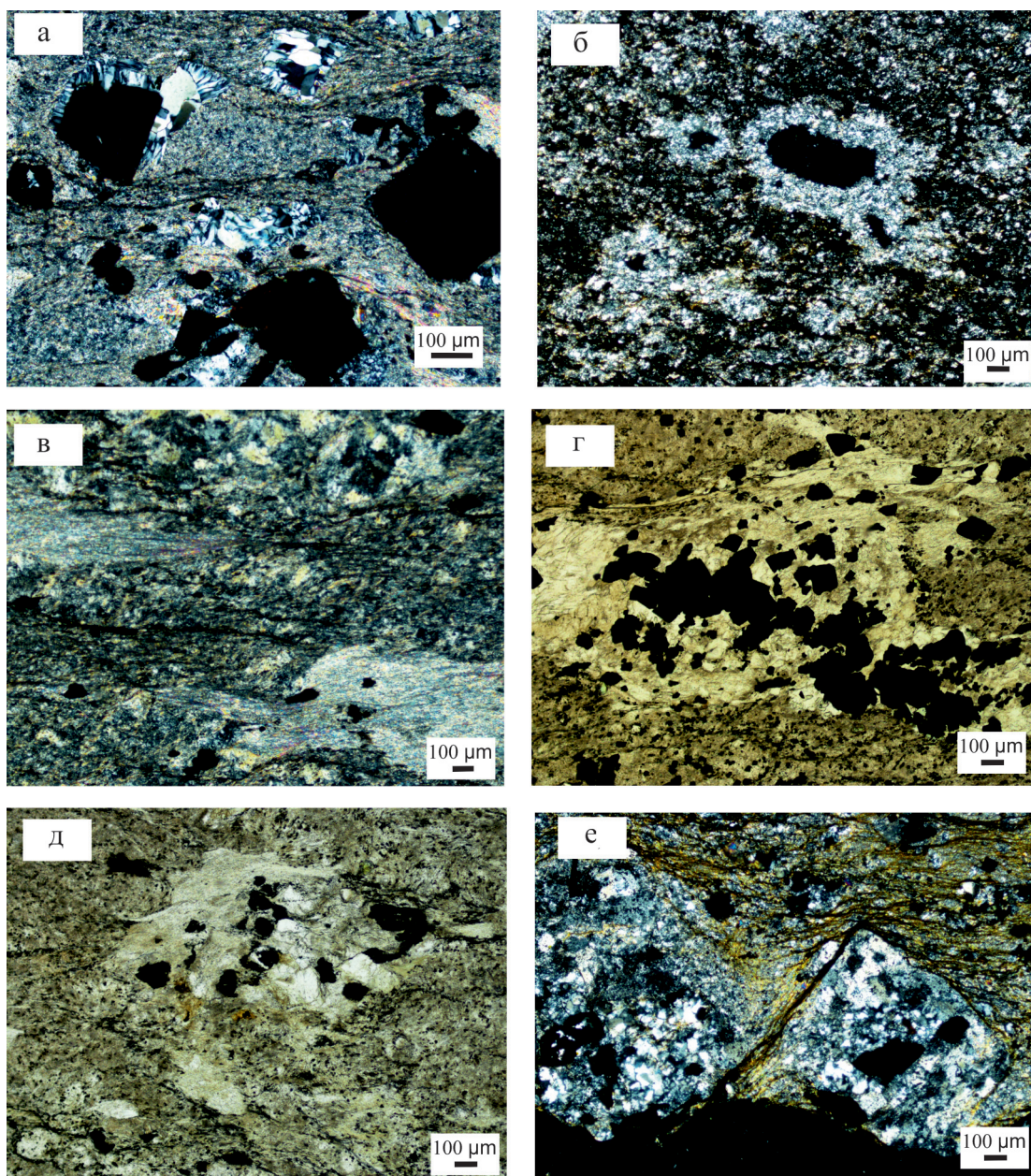
туфогравелитов и темно-серых туфоалевролитов. В разрезе туфогенно-осадочных пород много кварцевых жил.

Все вулканогенные породы бедамельской серии и их субинтрузивные аналоги претерпели региональный метаморфизм фации зеленых сланцев. Первичный минеральный состав не сохранился, а представлен агрегатом новообразованных минералов. От начальных структур и текстур остались реликтовые сферолитовые, флюидальные, миндалекаменные, брекчиевидные и др., на которые наложилась сланцеватая, линзовидно-полосчатая текстура. Породы, претерпевшие метаморфические изменения, правильнее было бы называть с приставкой «мета», однако мы ее опускаем для удобства изложения материала.

Ниже приводится сводное петрографическое описание измененных пород (рис. 4).

Состав пиритизированных пород крайне переменчивый: кварц – 50–90 %, серицит – 15–90 %, хлорит – 0–10 %, турмалин – ед. з. до 1–10 %, лейкоксенизированный рудный минерал – от дес. з. до 3 %, окисленный пирит – от дес. з. до 10 %, циркон и апатит – от ед. з. до дес. з., реже развиты кристаллики гематита и магнетита.

Основная масса сложена тонкозернистым агрегатом раннего кварца, листочков серицита и хлорита, формирующих общий фон породы. Кварц гранобластового строения, обычно более поздний, характеризуется волнистым или мозаичным угасанием, образует каймы вокруг реликтовых зерен кварца или скоплений пирита. Хлорит присутствует в виде многочисленных скоплений розеток размером 0,1–1 мм, обладает густой бурой



окраской, а кроме того, обрастает пиритом и цирконом. Турмалин в переменных количествах или составляет пятна криптозернистых агрегатных скоплений, или встречается в виде изометричных зерен (0,05–0,4 мм), призматические кристаллики турмалина с густой зелено-синей окраской обрастают пиритом. Довольно многочисленные скопления лейкоксена, а также образовавшиеся в результате его перекристаллизации титанит и рутил обнаруживают элементы реликтовой решетчатой структуры распада и, вероятнее всего, развиваются по акцессорному титаномагнетиту. Вкрапления апатита призматической или почти изометричной формы размером 0,05–0,4 мм рассеяны в основной массе породы или образуют включения в реликтах фенокристаллов плагиоклаза или рудного минерала. В одном из шлифов встречен тонко-мелколистчатый агрегат диаспора. Карбонат редок, но иногда достигает 15 %, образует

разнозернистый агрегат зерен размером 0,1–1 мм, рассеянных или слагающих плотные скопления в виде пятен и линз. Встречается в миндалекаменных породах основного состава.

В большинстве случаев вулканыты сохраняют реликтовое порфировое сложение. Кварц, альбит, серицит, хлорит с включениями акцессорных апатита и рудного минерала в виде агрегатных псевдоморфоз замещают фенокристаллы полевого шпата и биотита. В визуально определяемых сферолитовых разностях кварц обнаруживает радиальное погасание, что обусловлено перекристаллизацией сферолитов. Гнездовидные (глазковые?) обособления часто обладают зональным строением — с увеличением зернистости от периферии к центру. Редкие миндалины неправильной формы размером до 0,6 мм сложены агрегатом карбоната, хлорита, серицита и кварца или только кварцем.

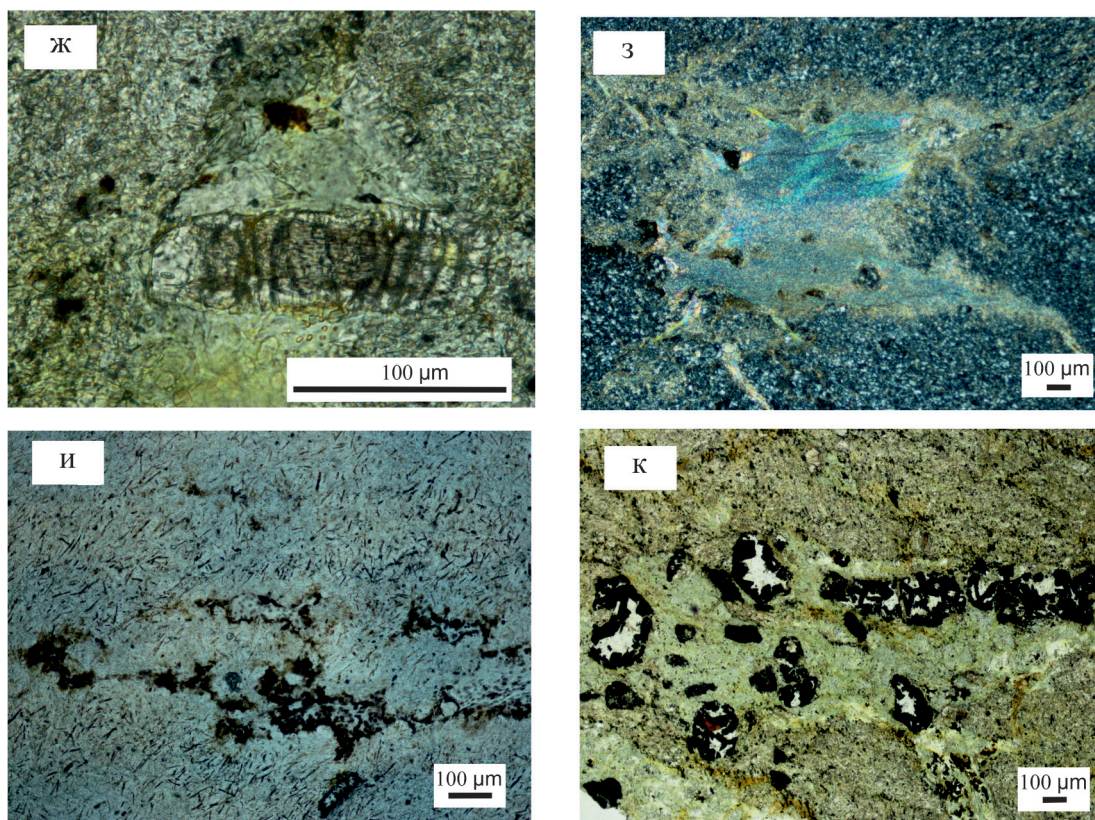


Рис. 4. Детали микроструктур метасоматитов по вулканитам

a — кварц с волнистым (мозаичным) угасанием, нарастающий на кристаллы пирита, здесь же реликты кристаллов пирита, полностью замещенные кварцем, шл. 51396; *б* — элементы кокардовой текстуры, выраженной в нарастании гребенчатого кварца на включения рудного минерала, шл. 51397; *в* — проникновение серицита в кварцево-слюдистую матрицу с полным ее замещением, шл. 51398; *г* — скопления и прожилки позднего пирита, окруженные серицитом и гранобластовым кварцем на фоне рассеянной тонкой пиритовой вкрапленности, шл. 51401; *д, е* — реликты кристаллов пирита, замещенные серицитом (*д*) и кварцем (*е*), шл. 51396 и 401; *ж* — элементы реликтовой решетчатой структуры распада титаномагнетита, шл. 52296; *з* — метасоматическое проникновение серицита в кварц-серицит-хлоритовую матрицу, шл. 52350; *и* — пятна сегрегации титаномагнетита, образующиеся в результате его разрушения с последующими новообразованиями иголок рутила в хлорит-серицит-кварцевом матриксе метасоматита, шл. 52350; *к* — кучное и цепочечное расположение рудного минерала, замещаемого кварцем в гнезде хлорита, шл. 52296; *г, д, ж, и, к* — фото без анализатора; *а, б, в, е, з* — фото с анализатором

Кристаллики пирита (0,01–0,3 мм) рассеяны в основной массе породы или образуют цепочечные, кучные, линзовидные скопления. Нередко их обрастают стебельчатым кварц с призмами турмалина или розетками хлорита. Кроме участия в метасоматическом замещении исходной породы кварц выполняет многочисленные прожилки, гнезда, соседствуя с листочками слюды и хлорита.

Известно, что уменьшение числа минералов в метасоматических зонах по мере увеличения интенсивности процесса вплоть до образования мономинеральных зон — наиболее характерная отличительная черта метасоматических процессов [4], что и наблюдается как при визуальном изучении пород, так и описании шлифов.

Результаты микроскопического исследования пород минерализованной зоны в «теле» разлома позволяют сделать вывод, что по риолитам развиваются пирит-кварц-серицитовые, реже пирит-серицитовые метасоматиты, а по базитам — пирит-кварц-хлорит-серицитовые, пирит-серицит-хлоритовые с обязательным присутствием минералов

титана — лейкоксена или рутила. Только наличие последнего позволяет предположить первичный основной состав вулканогенной породы.

Процесс преобразования минерального состава вулканитов можно обозначить в такой последовательности:

- 1) альбит-ортоклаз-кварц (риолит);
- 2) пирит-альбит-серицит-кварц (апоритовый сланец);
- 3) пирит-серицит (хлорит)-кварцевые и пирит-кварц-серицитовые метасоматиты;
- 4) серицитолиты.

Образование метасоматитов связано с постмагматическими процессами околотрешинного низкотемпературного метасоматоза [2].

В зоне тектонического нарушения на фоне милонитов (разрушенных серицитолитов) наблюдаются монокристаллические участки, сложенные более крепкими пирит-серицит-кварцевыми метасоматитами (рис. 5).

Минералого-петрографический анализ и химический состав пород (табл. 1) позволяет

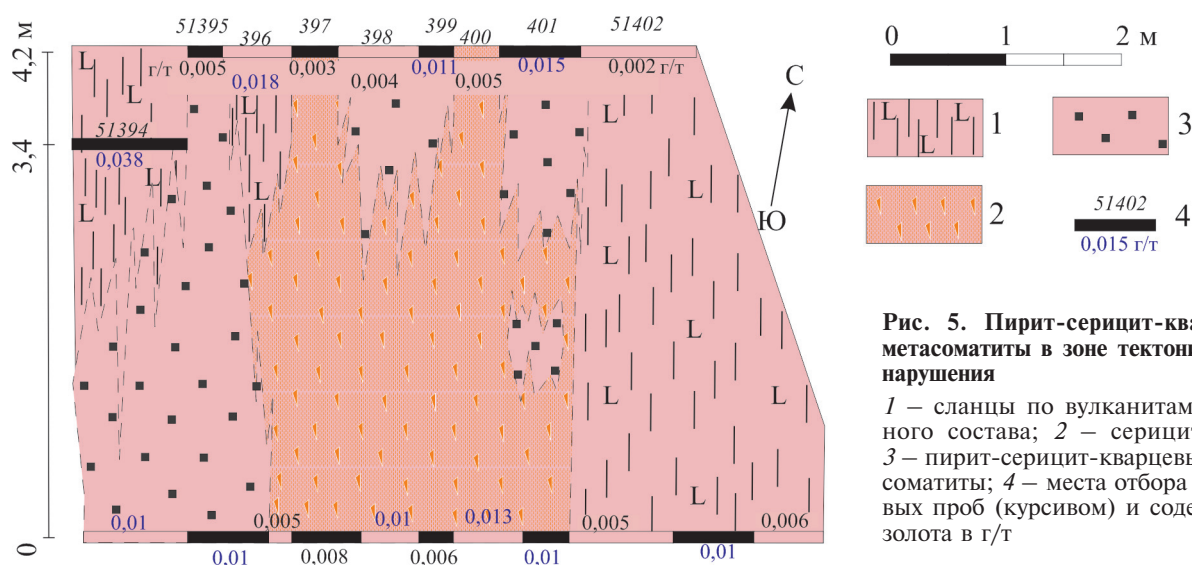


Рис. 5. Пирит-серицит-кварцевые метасоматиты в зоне тектонического нарушения

1 – сланцы по вулканитам основного состава; 2 – серицитолиты; 3 – пирит-серицит-кварцевые метасоматиты; 4 – места отбора борозовых проб (курсивом) и содержания золота в г/т

выделить последовательный ряд изменения вулканитов, диагностируемых по высокому (остаточному) содержанию TiO_2 как базальтоиды. Сначала выносятся Na_2O и возрастает SiO_2 (в виде гранобластового агрегата кварца), затем пропорционально накоплению Al_2O_3 меняется содержание K_2O преимущественно в сторону увеличения. Резко возрастает содержание окисного железа, свидетельствующее о преобразованиях пирита (рис. 6, а). В метасоматитах появляется сера.

Подобный ряд изменений вулканитов описан Я. Э. Юдовичем на хр. Малдынырд (руч. Аלקесвож) [16]. В нашем случае эти изменения можно назвать кислотным выщелачиванием (разложение сначала полевых шпатов, затем слюды) и отчасти гидролизом (серицитизация сначала плагиоклаза, а потом и основного матрикса). В итоге из исходных базальтов, содержащих 5–6 % щелочей, получают слюдисто-кварцевые сланцы, в составе которых всего 3–4 % щелочей.

Таблица 1

Химический состав метасоматитов, развитых по вулканитам основного состава, мас. %

Компонент	Номер пробы							Трахитобазальты *
	51395	51396	51397	51399	51400	51401	51402	вулканиты
SiO_2	58,59	62,77	73,78	63,37	70,41	61,10	67,19	50,7
TiO_2	2,13	1,95	1,10	1,71	1,46	1,71	1,86	1,25
Al_2O_3	20,93	20,81	13,44	17,15	14,62	17,43	18,22	16,18
Fe_2O_3	4,72	3,86	4,22	4,69	4,84	5,63	3,37	3,98
FeO	0,87	0,36	0,35	1,32	0,44	1,55	0,2	5,72
MnO	0,01	0,002	0,001	0,016	0,003	0,025	сл.	0,13
MgO	1,10	0,59	0,4	1,26	0,59	1,82	0,4	6,52
CaO	Не обн.	Не обн.	0,1	0,06	Не обн.	0,2	Не обн.	6,72
Na_2O	0,81	0,75	0,51	0,71	0,58	0,61	0,64	2,71
K_2O	3,73	3,85	2,39	2,83	2,61	2,74	3,38	2,54
P_2O_5	0,13	0,15	0,10	0,16	0,11	0,28	0,12	0,24
SO_3	0,42	0,24	0,10	0,20	0,23	0,35	0,11	Не обн.
п.п.п.	6,04	4,38	3,10	5,79	3,62	6,17	3,92	3,14
Сумма с п.п.п.	99,57	99,75	99,62	99,40	99,55	99,80	99,41	99,83
H_2O^-	0,57	0,51	0,47	0,49	0,32	0,52	0,61	Не обн.
CO_2	0,35	0,07	0,20	0,26	0,23	0,11	0,2	Не обн.
$\text{S}_{\text{общ}}$	2,83	0,06	0,05	3,75	0,11	3,77	Не обн.	Не обн.

Примечание. Силикатные анализы выполнены в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН, аналитики Е. И. Малахова, Т. Д. Косырева. * – по [15].

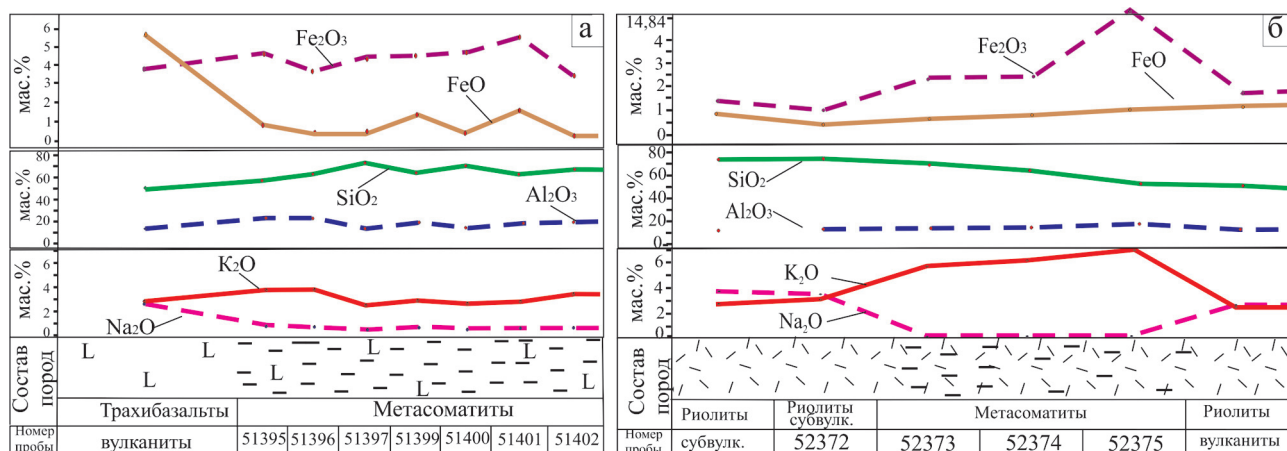


Рис. 6. Характер изменения содержания химических компонентов в метасоматитах

а – по основным вулканитам, б – зоны контакта дайки риолитов лядгейского комплекса (слева) и риолитов бедамельской серии (справа)

Для метасоматитов (табл. 2) характерны повышенные значения лантаноидов (La, Ce), иттрия, элементов-гидролизатов: циркония, ниобия, галлия, скандия, а также накопление лито- и халькофилов, способных к образованию летучих соединений: мышьяка, олова, бора. Аномалии обусловлены наличием в них алланита, монацита, ксенотима, обнаруженных при микросондовых исследованиях, а высокие содержания бора – обилием турмалина.

Особыми чертами обладают метасоматиты, развитые по сферолитовым риолитам бедамельской серии на контакте с дайкой субвулканических

риолитов лядгейского комплекса. Химический состав риолитов дайки (табл. 2, пр. 52372) остается неизменным и мало отличается от типичных риолитов лядгейского комплекса, содержание которых приведено в работе [1]. Зона контакта изучена в восточном конце траншеи (Т-52) и выглядела как участок эпидотизированных пород. Со стороны субвулканических риолитов мощность зоны эпидотизации составляет 2–3 м, отмечаются гнезда карбоната, кварц-хлоритовые прожилки и вкрапленность пирита. Со стороны вулканистов реликты сферолитов (от 0,5 × 0,5 до 2 × 4 см) выполнены кварцем и на удалении от

Таблица 2

Химический состав пород в зоне контакта субвулканических риолитов и вулканистов кислого состава бедамельской серии, мас. %

Компонент	Риолиты * субвулканические	Риолиты субвулканические	Риолиты * вулканические	Метасоматиты по кислым вулканитам		
		52372		52373	52374	52375
SiO ₂	74,4	73,92	75,15	69,26	67,84	52,00
TiO ₂	0,23	0,33	0,17	0,34	0,44	0,34
Al ₂ O ₃	13,5	14,42	12,12	16,71	16,94	18,76
Fe ₂ O ₃	1,38	0,86	1,71	2,18	2,35	14,84
FeO	0,96	0,42	1,03	0,63	0,74	1,16
MnO	0,004	< 0,01	0,02	< 0,01	< 0,01	< 0,01
MgO	0,98	0,67	0,38	0,01	1,18	1,09
CaO	0,44	0,2	0,45	0,2	0,2	0,2
Na ₂ O	3,75	3,66	2,48	0,21	0,2	0,21
K ₂ O	2,88	3,03	5,12	5,84	6,02	6,8
P ₂ O ₅	0,05	0,036	0,02	0,049	0,038	0,046
п.п.п.	1,4	1,99	0,70	2,95	3,14	3,68
Сумма с п.п.п.	99,97	99,58	99,35	99,44	99,16	99,25
H ₂ O ⁻	Не обн.	0,31	Не обн.	0,41	0,21	0,45
CO ₂	Не обн.	< 0,1	Не обн.	< 0,1	< 0,1	< 0,1
S _{общ}	Не обн.	0,03	Не обн.	0,03	0,03	0,01

Примечание. Силикатные анализы выполнены в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН, аналитики Е. И. Малахова, Т. Д. Косырева. * – по [15].

контакта в 4 м отмечена неравномерная гематитизация пород с шириной полос вишневого цвета 0,5–1 м, а также многочисленные прожилки гематит-кварцевого состава мощностью от 0,3 до 5 см и даже 40 см. Метасоматическими преобразованиями охвачены только вулканогенные породы бедамельской серии. Процесс метасоматоза выражается в падении SiO_2 и Na_2O , значительном возрастании содержания K_2O и Al_2O_3 , а также Fe_2O_3 (табл. 2, рис. 6, б).

Кроме выше перечисленных разновидностей вулканогенных пород в разрезе отмечается частое переслаивание метаморфизованных туфопесчаников (псефито-псаммитовых полимиктовых или кварц-полевошпатовых граувакк) и темно-серых туфоалевролитов. Породы содержат от 30 до 85 % обломочного материала, который субпараллельно ориентирован, сохранил окатанно-угловатую форму. В целом породы характеризуются хорошей сортировкой обломочного материала: содержание псаммитовой мелкозернистой фракции (0,1–0,25 мм) – 85 %, псаммитовой среднезернистой – 15 %, псаммитовой крупнозернистой (0,5–1 мм) – редкие зерна. Однако встречаются и менее сортированные разности.

В цементе породы присутствует кварц (альбит)-серицит-хлоритовый агрегат, лейкоксен – 1–2 %, рутил – 3 %, пирит – 1–2 %, апатит – дес.з.

Обломки агрегатные хлорит-альбитовые, серицит-хлоритовые со сгустками лейкоксена (эффузивы основного состава). В меньшем количестве присутствуют обломки пород, сложенные тонким альбит-кварцевым агрегатом с серицитом и хлоритом (кислые эффузивы), а также менее многочисленными кварцитами, микропегматитами и гранитоидами. Минералы в обломках представлены реликтовым альбитом, калиевым полевым шпатом и кварцем с единичными листочками зеленой слюды, зерен лейкоксена, циркона. Отмечается присутствие редких непротяженных согласных нитевидных скоплений черного тонкодисперсного материала, возможно, органического происхождения. Развивающийся в породе пирит встречается в виде рассеянных или прожилковидных скоплений, которые нередко обрастают стебельчатым кварцем.

Для туфопесчаников и туфоалевролитов характерны повышенные содержания редких элементов: циркония, ниобия, галлия и скандия, а также накопление элементов, способных образовывать летучие соединения в гидротермальных растворах: мышьяк, олово и бор.

Интересным является факт, что серицитизация, карбонатизация и хлоритизация не типичны для туфопесчаников или, по крайней мере, не отмечены. Для них характерно существенное окварцевание в виде появления кварцевых и гематит-кварцевых жил брекчиевидного облика с ксенолитами пиритовых метасоматитов. Суммарная мощность зон окварцевания достигает 120 м. Разрушенные кварц-хлоритовые и кварц-гематитовые жилы пропитаны гидроксидами железа и имеют мощность от первых сантиметров

до 0,5 и чуть более метра. Рядом с жилами вмещающие породы содержат реликтовые вкрапления выщелоченного или полностью окисленного пирита.

Микроскопически зона окварцевания представляет собой гематит-кварцевую породу с пиритом. Мелкозернистый агрегат зерен кварца (0,05 мм) содержит гнезда, полосы его тонко-мелкозернистых скоплений (0,005–0,03 мм), часто пропитанных и окрашенных пелитоморфным черным веществом. Гематит в тонкодисперсном агрегате также неравномерно пропитывает и окрашивает породу, но чаще присутствует в виде бурых, черно-бурых зерен (0,05–0,2 мм) с идиоморфными, ромбовидными сечениями, на которые нарастает стебельчатый кварц. Пирит слагает тонко-мелкозернистый агрегат кристалликов (0,02–0,2 мм), на которые также нарастает стебельчатый кварц. Порода покрыта редкой сетью разноориентированных тончайших трещин, выполненных гематитом. Как видим, при формировании жил отмечается та же возрастная последовательность в развитии генераций кварца и пирита, что и метасоматитов по вулканогенным породам.

Золотоносность участка. В ходе полевых работ проведено бороздовое, задирковое и точечное опробование полотна горных выработок. Содержание Au определялось атомно-абсорбционным методом в аналитической лаборатории горногеологической компании «Миреко» г. Сыктывкар. Из рыхлых милонитов и катаклазитов отобраны шлиховые пробы объемом 10–20 л. Почти во всех промытых пробах обнаружено свободное самородное золото в количестве 1–6 знаков на шлих.

По результатам опробования выявлены интервалы с повышенным содержанием золота, приуроченные к полосе развития метасоматически измененных вулканитов и зонам окварцевания в пачке туфопесчаников.

В траншее Т-51 вскрыты рассланцованные сферолитовые риолиты с прослоями бурой глины и пирит-серицит-кварцевые метасоматиты видимой мощностью 41 м, в которых содержание пирита колеблется от 1 до 3 %. В прослоях бурых глиен обнаружены обломки сильно осветленных до белых метасоматитов с пустотами выщелачивания пирита и его реликтами с псевдоморфным заполнением кирпично-красной охрой. В разрезе встречаются кварцевые жилы мощностью 0,2–0,3 м. Средневзвешенное содержание золота в 40-метровом интервале пород составило 0,051 г/т при вариации значений от 0,01 до 1 г/т. Единственная проба с содержанием золота 1 г/т отобрана из сильно рассланцованных лимонитизированных апориолитовых сланцев (рис. 7).

Интерес представляет и кварцевая жила мощностью 0,2 м, в которой отмечен трещиноватый и лимонитизированный кварц. Содержание Au в ней 0,54 г/т. С золотом коррелируются слабо-контрастные ореолы Cu, As, Zn, Ag. В полосе развития измененных риолитов содержание бора

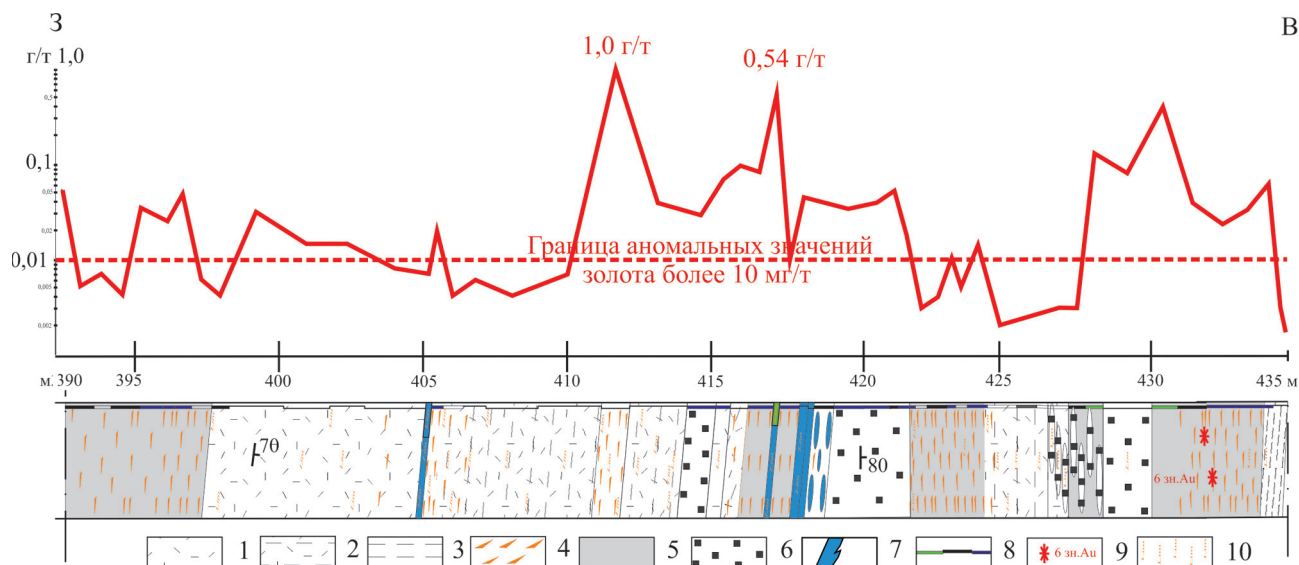


Рис. 7. Распределение содержаний золота в метасоматически измененных риолитах (траншея Т-51)

1 – риолиты; 2 – апориолитовые сланцы; 3 – темно-серые сланцы; 4 – катаклазиты; 5 – серицитолиты; 6 – пирит-серицит-кварцевые метасоматиты; 7 – кварц; 8 – места отбора проб; 9 – знаки золота в милонитах; 10 – лимонитизация

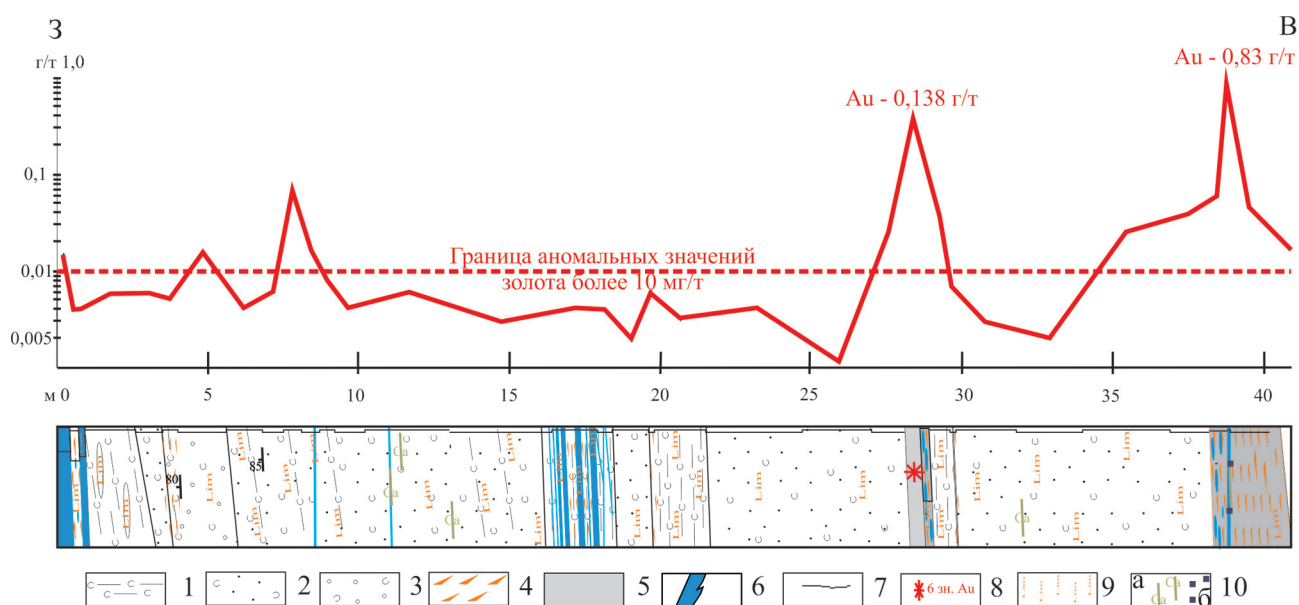


Рис. 8. Вариации содержаний золота в пакке туфопесчаников. Траншея Т-52

1 – туфосланцы; 2 – туфопесчаники; 3 – туфогравелиты; 4 – катаклазиты; 5 – милониты; 6 – кварц; 7 – места отбора проб; 8 – знаки золота в милонитах; 9 – лимонитизация; 10 – карбонатизация (а), пирит (б)

возрастает, что обусловлено повышенными содержаниями турмалина.

Аномальные содержания золота установлены также в окварцеванных туфопесчаниках в траншее Т-52 (рис. 8). Здесь в границах минерализованной зоны (золота 0,01 г/т) на мощность вскрытого разреза 214,6 м средневзвешенное содержание составило 0,02 г/т с вариациями аномальных значений – десятка миллиграмм на тонну (0,01–0,078 г/т), возраста в лимонитизированных глинистых зонах дробления до сотен миллиграмм на тонну (0,1–0,432 г/т). С золотом коррелируются Cr, Cu, Pb, As. Наиболее золотоносными следует

признать кварцевые жилы мощностью 5–20 см (Au до 0,83 г/т). Кварц молочно-белый, трещиноватый лимонитизированный, на контакте с вмещающими породами содержит вкрапления пирита (менее 1 %).

Минеральный состав зон пиритизации участка Изъявож. Для изучения состава рудной минерализации были исследованы аншлифы из пород, насыщенных сульфидной минерализацией, псаммитовых туфов, метасоматически измененных эффузивов и кварцевой жилы. Основным рудным минералом в породах является пирит. По данным

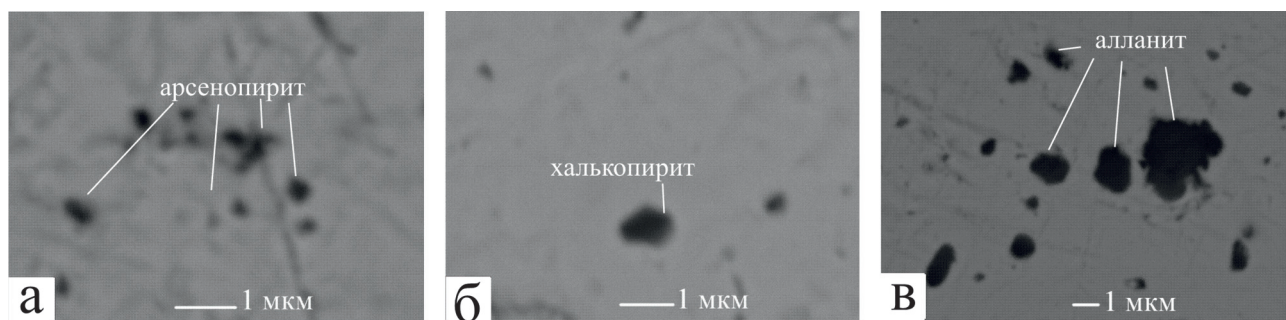


Рис. 9. Микровключения рудных минералов в золотинах

а – группа нановключений арсенопирита; б – халькопирит; в – алланит

минераграфических исследований, пирит образует рассеянно-вкрапленную, прожилково-вкрапленную и гнездовидную формы выделений, встречается в виде кристаллов кубической и кубооктаэдрической формы, иногда гипидиоморфных зерен и ксеноморфных выделений. Размеры кристаллов пирита от 0,03 до 2 мм. Состав пирита чистый, без примесей, отношение S/Fe варьируется от 1,84 до 2,05. В ассоциации с пиритом крайне редко встречается халькопирит и единичные знаки киновари. Во вмещающих породах встречены редкие выделения сфалерита, галенита, акантита, золотистой меди от субмикронных размеров до 0,1 мм, мышьяковистого пирита (1,5–3 мас. % As) и халькопирита со структурами распада пентландита. При исследовании аншлифов золота обнаружено не было, что, вероятно, связано с недостаточной степенью изученности объекта. Во вмещающих породах обнаружена также акцессорная микроминерализация: монацит, ксенотим, циркон, апатит, рутил, алланит, редко барит, размером от микрона до первых десятков микрон. Указанные минералы находятся в тесной ассоциации с хлоритом, кварцем, альбитом, реже серицитом [12].

Ранее установлено [11], что пирит содержит субмикронные (1–15 мкм) сингенетические включения сфалерита, халькопирита, пирротина, блеклых руд (теннантит-тетраэдрит-Zn), твердые растворы сфалерит + халькопирит и пирротин + халькопирит. В пирите установлены микровключения нерудных минералов – апатита, монацита, бадделеита, рутила, хлорита, серицита и кварца. Наиболее широкой микроассоциацией сульфидов характеризуется пирит из апориолитовых сланцев (аншл. 51366), пирит-серицит-кварцевых метасоматитов (аншл. 51401) и туфопесчаников (аншл. 51027). В пирите metabазальтов обнаружен только сфалерит (аншл. 52309), в пирите кварцевых жил – пирротин (аншл. 51035). Однако строгой зависимости состава сульфидной минерализации от состава пород все же не наблюдается.

Особенности самородного золота. Большая часть промытых проб (всего 61) из разрушенных в тектонических зонах пород содержат знаки золота (от 1 до 6). Предыдущими исследованиями

установлено [13; 18], что самородное золото участка Изъявож имеет рудный облик. Размеры золотин варьируются от 0,05 до 0,3 мм, преобладает весьма мелкое (0,1–0,25 м) – 63 % и тонкое (0,05–0,1 мм) – 32 % золото. Среди морфологических типов выделяются пластинчатые (преобладают), стержневидные, комковатые, реже гемиидиоморфные золотины, часто с изогнутыми очертаниями и изрезанными краями. Поверхность золотин преимущественно ровная, плотная и лишь небольшие ее участки обладают пористым, ячеистым и губчатым строением. Из элементов рельефа отмечаются отпечатки ранее сосуществовавших с золотом минералов, разноориентированные серии ступенек, иногда ямки травления. Следов окатанности не наблюдается. Перечисленные признаки, а также состав поверхности золотин указывают на слабую, начальную стадию его преобразования в гипергенном процессе.

Пробность золота варьируется в широких пределах от 735 до 889 ‰. Преобладает умеренно-высокопробное золото (800–899 ‰) – 94 %, в незначительном количестве присутствует относительно низкопробное (700–799 ‰). В целом преобладает серебристое золото (83 %), значительно реже встречается серебристо-ртутистое (17 %). Основными элементами-примесями в составе золота являются (мас. %): Ag (0,92–19,53) и Hg (0,71–1,48).

В золотилах установлены микронные включения рудных минералов – арсенопирита, халькопирита, а также алланита (рис. 9).

Таким образом, описанное коренное золото метасоматитов по химическому составу и некоторым особенностям морфологии аналогично россыпному золоту аллювиальных отложений водотоков поднятия Енганепэ, в котором, несмотря на в целом более высокую пробность, присутствует и слабоокатанное высокосеребристое (Ag до 29 мас. %), и ртутистое (Hg до 1,6 мас. %) золото [6]. Этими же авторами в шлихах отмечались мелкие самородки золота в сростках с кварцем и знаки киновари.

Закключение. В пределах поднятия Енганепэ наиболее перспективной на коренное золото является меридионально вытянутая разломная

зона, в которой дайки субвулканических риолитов пространственно сопряжены с локальными аномалиями ртути и литогеохимическими аномалиями золота в почвах.

Впервые установленные золотоносные метасоматиты и кварцевые жилы развиваются в кислых жерловых (околокальдерных) фациях вулканических построек позднего рифея — венда в прямой связи с субвулканическими дайками риолитов лядгейского комплекса позднего венда.

Субвулканические риолиты рассматриваются нами как источники тепла метасоматизирующих и рудообразующих флюидов в разломной зоне. Образование метасоматитов связано с постмагматическими процессами околотрещинного низкотемпературного метасоматоза. По мнению некоторых исследователей, щелочные метасоматиты, имеющие большое сходство с установленными в южной части Енганепэ, достаточно широко распространены на Полярном Урале, их образование связано с процессом рифтогенеза. Являясь дорудными образованиями, указанные метасоматиты вмещают разные типы наложенного гидротермального оруденения [17].

Полученной информации пока недостаточно, чтобы достоверно судить о формационной принадлежности золотого оруденения. Однако ряд прямых и косвенных признаков позволяет предположить его принадлежность к эпитепирмальным золото-серебряным месторождениям, к которым относятся: геологическая позиция золотоносных метасоматитов, их минеральные типы, состав самородного золота, наличие в нем микровключений арсенопирита и халькопирита, ассоциация с золотом типоморфных элементов (Cu, As, Zn, Pb). Типичные представители месторождений этого типа: Карамкен, Хаканджа, Многовершинное, Джульетта, Купол [9] в России, Крипл-Крик и Комшток в США [8].

По аналогии с золото-серебряными месторождениями, которые локализируются в жерловых и околожерловых зонах локальных вулкано-плутонических структур, на поднятии Енганепэ следует ожидать появление вокруг субинтрузий риолитов лядгейского комплекса гидротермальных месторождений с богатыми золотом кварцевыми жилами, прожилками и ореолами метасоматических изменений. Поскольку эпитепирмальные золото-серебряные месторождения отличаются крайней неравномерностью распределения золотого оруденения с образованием бонанцев и столбов с чрезвычайно высокими содержаниями золота, то дальнейшие работы по изучению коренной золотоносности Енганепэ требуют, наряду с прочими, постановки специальных геофизических методов поисков.

Установленные на данный момент содержания золота в метасоматических измененных породах участка Изъявож невысокие, однако непрерывность их концентрации на отдельных довольно протяженных участках представляет большой поисковый интерес, так как свидетельствует о значительном размахе золотого оруденения.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Правительства Республики Коми в рамках научного проекта № 20-45-110006 p_a.

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 листа Q-41-V, VI (второе издание) / М. А. Шишкин, О. Н. Малых, П. Е. Попов, Л. С. Колесник. — М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013.

2. Елисеев Н. А. Метаморфизм. — Л.: Изд-во Ленинградского университета, 1959. — 415 с.

3. Ефанова Л. И. Золотоносность Манитаньрдского района и перспективы наращивания ресурсного потенциала (Полярный Урал) / Л. И. Ефанова, С. К. Кузнецов, М. Б. Тарбаев, Т. П. Майорова // Руды и металлы. — 2020. — № 3. — С. 39–51.

4. Жариков В. А. Метасоматизм и метасоматические породы / В. А. Жариков, В. Л. Русинов, А. А. Маракушев, Г. П. Зарайский, Б. И. Омеляненко и др. — М.: Научный мир, 1998. — 492 с.

5. Коваль П. В. Геохимическая активность разломов Байкальской рифтовой системы (ртуть, радон и торон) / П. В. Коваль, Ю. Н. Удодов, В. А. Саньков, А. А. Ясеновский, Л. Д. Адрулайтис // Докл. РАН. — 2006. — Т. 409, № 3. — С. 389–393.

6. Кузнецов С. К., Спирин А. В. Аллювиальное золото района Енганепэ // Сыктывкарский минералогический сборник. — Сыктывкар, 2003. — № 33. — С. 70–81.

7. Озерова Н. А. Ртутная дегазация земли: геолого-экологические следствия // Ртуть в биосфере: эколого-геохимический аспект: Материалы Международного симпозиума. — М.: ГЕОХИ РАН, 2010. — С. 24–31.

8. Остапенко Н. С., Нерода О. Н. К генезису золото-серебряного месторождения Купол (Северо-Восток России) // Отечественная геология. — 2020. — № 4–5. — С. 39–47.

9. Рудные месторождения СССР: В 3 т. / под ред. акад. В. И. Смирнова. Изд. 2-е, перераб. и доп. — М.: Недра, 1978. — Т. 3. — 496 с.

10. Соболева А. А. Свидетельства позднерифейского гранитообразования на территории Полярного Урала / А. А. Соболева, А. Ф. Карчевский, Л. И. Ефанова, Н. Б. Кузнецов // Докл. РАН. — 2012. — Т. 442, № 4. — С. 524–530.

11. Устюгова К. С. Микроассоциация сульфидов в пирите зон вкрапленной минерализации хребта Енганепэ (Полярный Урал) // Материалы II Междунар. научн.-практ. конф. молодых ученых и специалистов, посвященной памяти акад. А. П. Карпинского. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. — С. 183–187.

12. Устюгова К. С., Майорова Т. П., Колесник П. А. Золотоносные зоны и околорудные ореолы тонкой сульфидизации колчеданного типа в докембрийских вулкано-генных толщах Севера Урала (хребты Манитаньрд, Енганепэ) // Колчеданные месторождения — геология, поиски, добыча и переработка руд: Материалы Всеросс. науч. конф. — Екатеринбург, 2013. — С. 158–162.

13. Устюгова К. С., Ефанова Л. И., Майорова Т. П. Предпосылки коренной золотоносности кряжа Енганепэ (Полярный Урал) // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XVI Геологического съезда Республики Коми. Т. III. — Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014. — С. 161–164.

14. Фурсов В. З. Ртутметрические методы при геологическом картировании и экологических исследованиях. Методическое руководство. — М.: Геокарт, ГЕОС, 2006. — 315 с.

15. Шишкин М. А. Риолитовые комплексы западного склона Полярного Урала / М. А. Шишкин, И. М. Малых, Д. И. Матуков, С. А. Сергеев / Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XIV Геологического съезда Республики Коми. — Сыктывкар: Геопринт, 2004. — Т. II. — С. 148–150.
16. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Строение зоны межформационного контакта на руч. Алькесвож // Геохимия древних толщ Севера Урала. — Сыктывкар: Геопринт, 2002. — С. 54–67.
17. Юдович Я. Э. Хойдышорский тип медной минерализации на Полярном Урале / Я. Э. Юдович, В. И. Силаев, М. П. Кетрис, А. Н. Шулепова // Геохимия. — 1989. — № 12. — С. 1736–1747.
18. Ustyugova K. Typomorphic features of gold on the Enganepe Ridge (Polar Urals) // The 6th International Siberian Early Career GeoScientists Conference: Proceedings of the conference IGM, IPPG SB RAS & NSU. — Novosibirsk, 2012. — Pp. 131–132.
1. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii masshtaba 1 : 200 000 lista Q-41-V, VI (vtoroe izdanie) [State geological map of the Russian Federation at a scale of 1:200,000 sheets Q-41-V, VI (second edition)]. Eds.: M. A. Shishkin, O. N. Malykh, P. E. Popov, L. S. Kolesnik. Moscow, 2013.
2. Eliseev N. A. Metamorfizm [Metamorphism]. Leningrad, Izd-vo Leningradskogo universiteta, 1959. 415 p.
3. Efanova L. I., Kuznetsov S. K., Tarbaev M. B., Mayorova T. P., Zolotonosnost' Manitanyrdskogo rayona i perspektivy narashchivaniya resursnogo potentsiala (Polyarnyy Ural) [Gold-bearing capacity of the Manitanyrd region and the prospects for increasing the resource potential (Polar Urals)]. *Ores and Metals*, 2020, no. 3, pp. 39–51. (In Russian).
4. Zharikov V. A., Rusinov V. L., Marakushev A. A., Zarayskiy G. P., Omel'yanenko B. I. et al. Metasomatizm i metasomaticheskie porody [Metasomatism and metasomatic rocks]. Moscow, Nauchnyy mir, 1998, 492 p.
5. Koval' P. V., Udodov Yu. N., San'kov V. A., Yasenovskiy A. A., Adulaytis L. D. Geochemical activity of faults of the Baikal rift zone (mercury, random, thoron). *Doklady Earth Sciences*, 2006, vol. 409, no. 3, pp. 389–393. (In Russian).
6. Kuznetsov S. K., Spirin A. V. Alluvial'noe zoloto rayona Enganepe [Alluvial gold of the Enganepe Region]. *Sykt'yvkar'skiy mineralogicheskii sbornik*. Sykt'yvkar, 2003, no. 33, pp. 70–81. (In Russian).
7. Ozerova N. A. Rtutnaya degazatsiya zemli: geologo-ekologicheskie sledstviya [Mercury degassing of the earth: geological and ecological consequences]. *Rtut' v biosfere: ekologo-geokhimicheskii aspekt: Materialy Mezhdunarodnogo simpoziuma*. Moscow, 2010, pp. 24–31. (In Russian).
8. Ostapenko N. S., Neroda O. N. K genezisu zoloto-serebryanogo mestorozhdeniya Kupol (Severo-Vostok Rossii) [To the genesis of the gold-silver deposit Kupol (North-East of Russia)]. *National Geology*. 2020, no. 4–5, pp. 39–47. (In Russian).
9. Rudnye mestorozhdeniya SSSR: V 3 t. [Ore deposits of the USSR: In 3 volumes]. Ed.: akad. V. I. Smirnova. Izd. 2-e, pererab. i dop. Moscow, Nedra, 1978, vol. 3, 496 p.
10. Soboleva A. A., Karchevskiy A. F., Efanova L. I., Kuznetsov N. B. Evidence for Late Riphean granite formation in the Polar Urals. *Doklady Earth Sciences*. 2012, vol. 442, no. 4, pp. 524–530. (In Russian).
11. Ustyugova K. S. Mikroassotsiatsiya sul'fidov v pirite zon vkraplennoy mineralizatsii khrebtta Enganepe (Polyarnyy Ural) [Microassociation of sulfides in pyrite in zones of disseminated mineralization of the Enganepe Ridge (Polar Urals)]. *Materialy II Mezhdunar. nauchno-prakt. konf. molodykh uchenykh i spetsialistov, posvyashchennoy pamyati akad. A. P. Karpinskogo*. St. Petersburg, Izd-vo VSEGEI, 2011, pp. 183–187. (In Russian).
12. Ustyugova K. S., Mayorova T. P., Kolesnik P. A. Zolotonosnye zony i okolorudnye oreoly tonkoy sul'fidizatsii kolchedannogo tipa v dokembriyskikh vulkanogennykh tolshchakh Severa Urala (khrebtty Manitanyrd, Enganepe) [Gold-bearing zones and near-ore aureoles of fine sulfidization of the pyrite type in the Precambrian volcanogenic strata of the North of the Urals (Manitanyrd and Enganepe Ridges)]. *Kolchedannyye mestorozhdeniya — geologiya, poiski, dobycha i pererabotka rud: Materialy Vseross. nauch. konf.* Ekaterinburg, 2013, pp. 158–162. (In Russian).
13. Ustyugova K. S., Efanova L. I., Mayorova T. P. Predposylki korennoy zolotonosnosti kryazha Enganepe (Polyarnyy Ural) [Prerequisites for the native gold content of the Enganepe Ridge (Polar Urals)]. *Geologiya i mineral'nye resursy Evropeyskogo Severo-Vostoka Rossii: Materialy XVI Geologicheskogo s'ezda Respubliki Komi. T. III* Sykt'yvkar, 2014, pp. 161–164. (In Russian).
14. Fursov V. Z. Rtutometricheskie metody pri geologicheskoy kartirovani i ekologicheskikh issledovaniyakh: Metodicheskoe rukovodstvo [Mercury Methods in Geological Mapping and Environmental Research. Methodical guidance]. Moscow, Geokart, GEOS, 2006. 315 p.
15. Shishkin M. A., Malykh I. M., Maturkov D. I., Sergeev S. A. Riolitovye komplekсы западного склона Полярного Урала [Rhyolite complexes of the western slope of the Polar Urals]. *Geologiya i mineral'nye resursy Evropeyskogo Severo-Vostoka Rossii: Materialy XIV Geologicheskogo s'ezda Respubliki Komi*. Sykt'yvkar, Geoprint, 2004, vol. II, pp. 148–150. (In Russian).
16. Yudovich Ya. E., Ketris M. P. Stroenie zony mezhformatsionnogo kontakta na ruch. Al'kesvozh [The structure of the interformational contact zone on the Alkesvozh stream]. *Geokhimiya drevnikh tolshch Severa Urala*. Sykt'yvkar, Geoprint, 2002, pp. 54–67. (In Russian).
17. Yudovich Ya. E., Sileev V. I., Ketris M. P., Shulepova A. N. Khoydyshorskii tip mednoy mineralizatsii na Polyarnom Urale [Khoydyshorsk type of copper mineralization in the Polar Urals]. *Geokhimiya*, 1989, no. 12, pp. 1736–1747.
18. Ustyugova K. Typomorphic features of gold on the Enganepe Ridge (Polar Urals). *The 6th International Siberian Early Career GeoScientists Conference: Proceedings of the conference IGM, IPPG SB RAS & NSU*. Novosibirsk, 2012, pp. 131–132.

Ефанова Людмила Ивановна — канд. геол.-минерал. наук, ст. геолог, ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН¹. <gmin2004@mail.ru>

Майорова Татьяна Петровна — канд. геол.-минерал. наук, ст. науч. сотрудник, ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН¹; Сыктывкарский государственный университет им. Питирима Сорокина (СГУ им. Питирима Сорокина)². <mayorova@geo.komisc.ru>

Пархачева Ксения Геннадьевна — мл. науч. сотрудник, аспирант, ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН¹. <ksparhacheva@yandex.ru>

Efanova Ludmila Ivanovna — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Senior Geologist, FTC Institute of Geology Komi SC UB RAS¹. <gmin2004@mail.ru>

Mayorova Tatiana Petrovna – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Senior Researcher, FTC Institute of Geology Komi SC UB RAS¹; P. Sorokin Syktyvkar State University (P. Sorokin Syktyvkar State University)².
< mayorova@geo.komisc.ru>

Parhacheva Ksenia Gennadievna – Junior Researcher, Ph. D. Student, FTC Institute of Geology Komi SC UB RAS¹.
<ksparhacheva@yandex.ru>

¹ Институт геологии им. академика Н. П. Юшкина Федерального исследовательского центра «Коми научный центр Уральского отделения Российской академии наук» (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН). Ул. Первомайская, 54, Сыктывкар, Россия, 167982. Institute of Geology of the Komi National Center of the Ural Branch of the RAS (FTC Institute of Geology Komi SC UB RAS). 54 ul. Pervomayskaya, Syktyvkar, Russia, 167982.

² Сыктывкарский государственный университет им. Питирима Сорокина (СГУ им. Питирима Сорокина). Октябрьский пр., 55, Сыктывкар, Россия, 167000.

Pitirim Sorokin Syktyvkar State University (P. Sorokin Syktyvkar State University). 55 Oktyabrsky prosp., Syktyvkar, Russia, 167000.

Металлогения мантийных плюмов и ассоциирующих с ними тектономагматических структур

Внутриплитная тектоника и проявления магматизма связаны с глубинными плюмами и астеносферными подъемами. Относящиеся к ним магмы представлены расслоенными мафит-ультрамафитовыми интрузиями, континентальными и океаническими флуд-базальтами, роями даек основного состава и анорогенными гранитоидами А-типа, к которым приурочены интраплитные или анорогенные рудные системы. Они могут рассматриваться как магма-ассоциирующие Ni-Cu-PGE, Cr в мафит-ультрамафитовых породах, магмато-гидротермальные, приуроченные к анорогенным А-типа магмам (как грейзеновые Sn-W и Fe-оксидные-Cu-Au), и гидротермальные, образованные в термальных полях, связанных с внедрением плюм-производных расплавов в континентальную кору. Эти гидротермальные рудные системы включают эпитермальные, вулканогенные колчеданные и эксталяционные рудные типы месторождений.

Ключевые слова: мантийные плюмы, апвеллинг, магматизм, металлогения, рудообразование.

S. I. TURCHENKO (IPGG RAS)

Metallogeny of mantle plumes and related tectono-magmatic structures

Intraplate tectonics and manifestations of magmatism are associated with deep plumes and asthenospheric uplifts (upwelling). The related magmas are represented by layered mafic-ultramafic intrusions, continental and oceanic flood basalts, basic dike swarms, and A-type anorogenic granitoids, to which intraplate or anorogenic ore systems are confined. They can be considered as magma-associated Ni-Cu-PGE, Cr in mafic-ultramafic rocks; magmatic-hydrothermal ore systems confined to anorogenic A-type magmas (greisen Sn-W and Fe-oxide-Cu-Au); hydrothermal ore systems formed in thermal fields associated with the introduction of plume-derived melts into the continental crust. These hydrothermal ore systems include epithermal, igneous-sulfide, and exhalation ore deposit types.

Keywords: mantle plumes, upwelling, magmatism, metallogeny, ore formation.

Для цитирования: Турченко С. И. Металлогения мантийных плюмов и ассоциирующих с ними тектономагматических структур // Региональная геология и металлогения. — 2021. — № 87. — С. 102–109. DOI: 10.52349/0869-7892_2021_87_102-109

Введение. Интраплитные тектономагматические явления и ассоциирующие с ними рудные системы, включающие внедрение расслоенных интрузий, гигантских роев даек, фельзит-базальтовый магматизм, формирование океанических плато и процессы рифтогенеза, связаны с мантийной динамикой. Мантийная динамика обладает свойством принадлежности к апвеллингу мантийного материала или плюм-событиям, которые отмечены как на глубинах 670 км (малоглубинные плюмы), так и границе ядро — мантия (глубинные плюмы). Существенная поддержка проявления глубинных плюмов происходит при изучении сейсмотомографии, которая ясно показала возрастание скорости Р-волн на глубинах около 2500 км [27; 29; 39]. Подобно плейт-тектонике, теория мантийных плюмов стала главной концепцией при изучении моделей внутриплитной тектоники, магматизма и процессов рудообразования. Однако существуют альтернативные взгляды, которые объясняют апвеллинг астеносферного расплава или малоглубинный плюм

явлениями общего растяжения литосферы или ее разрыва [17].

Тектоника и магматические обстановки формирования рудных месторождений, связанных с глубинными и малоглубинными мантийными плюмами, как и с апвеллингом тепловых аномалий, вызывающих гидротермальное рудообразование, показаны схематически на рис. 1.

Регионы интраплитного магматизма являются по своей природе анорогенными и характеризуются по геохимическим и изотопным признакам как произошедшие из мантийных источников. Степень частичного плавления, количество летучих компонентов и природа мантийного материала (обогащение, обеднение, загруженность субдущированными фрагментами) контролируются плюмовым магматизмом. По этим причинам плюм-производные породы изотопически, гетерогенно и в целом геохимически характеризуются близостью к положому распределению хондрит-нормализованных REE компонентов. Базальты океанических островов

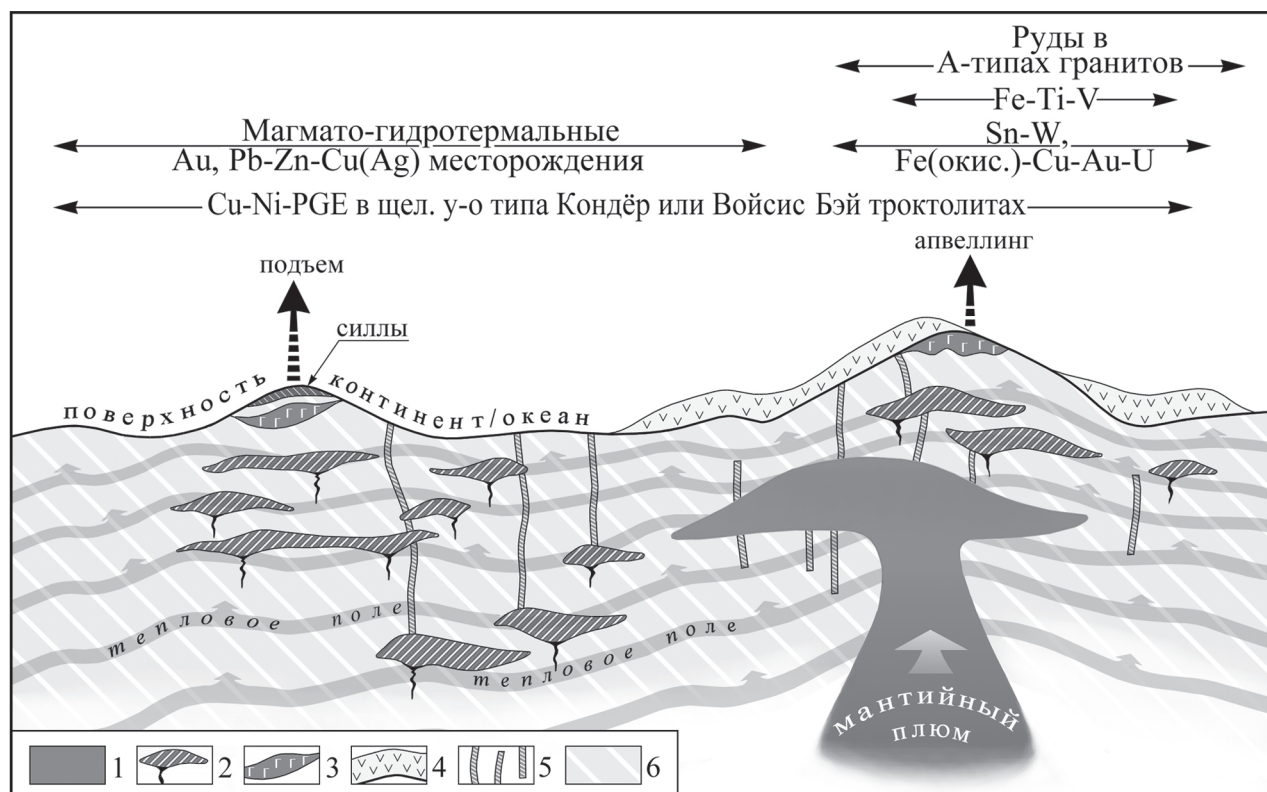


Рис. 1. Внемасштабная схема, иллюстрирующая тектономагматические соотношения с рудоносными системами в обстановках с мантийно-плюмовыми событиями

1 – мантийный расплав; 2 – мафит-ультрамафитовые и А-типа интрузии; 3 – габбро-анортозитовые интрузии; 4 – бимодальные вулканы; 5 – мафические дайки; 6 – субконтинентальные и океанические породные ассоциации

и континентальные флуд-базальты обладают определенной монотонностью в распределении главных и следовых элементов, но с различием некоторых отношений следовых элементов (например Nb/Y, Nb/Zr) по сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов и островных дуг, что частично совпадает с погружением материалов породных клиньев в поднимающиеся плюмы [15]. Внутриплитные базальты обогащены несовместимыми элементами (Rb, Ba, Th, K, Ta, Nb) и обладают положительными Nb-Ta аномалиями для островодужных базальтов, в то время как континентальные флуд-базальты имеют отрицательные Nb-Ta аномалии [14; 33]. Хорошими мантийными трассерами являются отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ [21; 35], изотопные отношения благородных газов $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^{\text{u}}\text{He}$ [10; 36].

Плюмы и сопутствующие проявления тектоники, магматизма и оруденения. В настоящей статье представлен обзор взаимоотношений между мантийной динамикой, тектоно-магматическими процессами и их ассоциацией с рудными системами. В обзоре сконцентрировано внимание на связях между внедрением мафит-ультрамафитовых интрузий, несущих сульфидное Cu-Ni и PGE (платинометалльное) оруденение, и созданием рифтовых систем при взаимодействии мантийных плюмов и континентальной литосферы.

Термальные аномалии, сосуществующие с мантийными плюмами, создают тепловой источник в коре. Они могли способствовать возникновению корового масштаба гидротермальной циркуляции и проявлению высокотемпературного метаморфизма в условиях относительно низкого давления, которые в конечном итоге приводили к производству широкого ранга рудных систем. Поэтому мы можем рассматривать рудные системы, являющиеся производными мантийных плюмов, как конечные члены двух типов рудных систем: ассоциирующие с магмами, которые включают в свой состав ортомагматические и интрузивные магмато-гидротермальные рудоносные системы; и гигантские гидротермальные рудоносные системы, приуроченные к термальным ореолам охлаждающихся в коре анорогенных магматических систем. Ортомагматические сульфидные рудные месторождения отнесены к мафит-ультрамафитовым расслоенным интрузиям, дайкам, силловым комплексам континентальных флуд-базальтов и архей-палеопротерозойским коматиитовым полям. Анорогенные интрузии (А-типа гранитоиды, кимберлиты, лампроиты и карбонатиты) вмещают или с ними ассоциируют рудные месторождения обоих типов: магмато-гидротермальные и гидротермальные. Широкого ранга гидротермальные рудоносные системы могут быть связаны с процессами рифтогенеза, а внутриплитный магматизм являлся результатом

глубинных мантийных плюмов или апвеллинга астеносферной мантии.

Теория мантийных плюмов была обсуждена в работах [12; 13], а здесь можно лишь добавить некоторые примеры проявления тектоники и магматизма, сопутствующие этому явлению, для того чтобы привязать к ним процессы рудообразования. В крупном масштабе по отношению к докембрийским мантийным плюмам рудоносные системы могут быть подразделены на две группы: 1 — ассоциирующие с плюм-производными мантийными магмами и 2 — гидротермальные рудные системы, связанные с термальной энергией, реализуемой при внедрении анорогенных магм в континентальную кору. Эти две специфические рудные системы являются возрастзависимыми — первая находится преимущественно в архейско-палеопротерозойских породах, а вторая в мезо- и неопротерозойских породных комплексах. Причем характерно, что для первой группы комплексов типичны Cr, сульфидные Cu-Ni и Cu-Ni-PGE рудные системы, а для вторых — крупные железорудные, Fe-окисно-Cu-Au и сульфидные Pb-Zn месторождения.

Вероятно, наиболее тесные связи с мантийными плюмами проявлены у мафит-ультрамафитовых расслоенных интрузий и роев мафических даек в пределах полей крупных магматических провинций, вмещающих месторождения сульфидного никеля, хрома и платиноидов. Анорогенный магматизм, как правило, ассоциирует с тектоникой растяжения континентальной коры — интракратонными палеорифтовыми системами, где проявляются магмато-гидротермальные месторождения Cu, Ni, PGE, а большинство жильных гидротермальных месторождений Au, Mo, Pb-Zn, Sn-W ассоциирует с апвеллингом тепловых ореолов малоглубинного плюма под утоняющейся литосферой.

Мафит-ультрамафитовые системы. Ортомагматические месторождения, т. е. без признаков гидротермально-метасоматического воздействия, в таких системах встречаются не часто (да и то, если авторы, их рассматривающие, не обращают внимания на это обстоятельство). Они представлены сульфидными Cu-Ni с PGE, малосульфидными PGE, хромититовыми и Fe-Ti-V оксидными месторождениями (комплекс Бушвельд, Великая Дайка в кратоне Каапвааль, Южная Африка). Наиболее распространены магмато-гидротермальные (с явными признаками метасоматоза) рудоносные системы: сульфидные Cu-Ni с PGE месторождения в палеопротерозойских рифтогенных структурах, такие как Садбери, Ист-Булл-Лейк в Канаде; Дулут, Стиллуотер в США; Камбалда, Фортескью в кратоне Йилгарн, Западная Австралия; Мончегорское, Фёдорово-Панские тундры, рифт Имандра-Варзуга и Печенгские месторождения — Никель-Заполярное в пределах палеорифта Печенга в Карело-Кольском кратоне Фенноскандинавского щита [7]. Расслоенные интрузии, образованные при воздействии мантийных плюмов глубинного уровня, обладают

высокими концентрациями совместимых элементов, как Ni, PGE, Cr. Во втором случае — обогащение мантийных расплавов совместимыми элементами расслоенных интрузий происходит в рифтогенных областях земной коры [7], где насыщение флюидными газообразными компонентами (H_2S , F, Cl) способствует экстракции Cu, Ni, PGE из силикатных мантийных пород и формированию рудных месторождений. Сегрегация Cu-Ni сульфидов и PGE происходит благодаря несмесимости между силикатной магмой и сульфидной жидкостью из-за привнесения серы из коровых пород в не насыщенный ею первичный мантийный расплав. Привнесенная сульфидная жидкость активно поглощала металлы Cu, Ni, PGE. Оксиды Fe-Ti-V появлялись в мафических интрузиях на более высоких стратиграфических уровнях. Рудные системы Cr, Cu-Ni, PGE ассоциируют с магмами, обладающими высокими отношениями Mg/Fe, обедненными Ca и щелочами, в то время как Fe-Ti-V оксидные системы — с магмами, богатыми Fe и щелочами +Ca.

Вулканогенные (коматиит-толеитовые) архей-палеопротерозойские колчеданные рудоносные системы. Коматииты представляют собой ультрамафические вулканогенные породы с содержанием $MgO > 18$ вес. %, $TiO_2 < 1$ %, $K_2O + Na_2O < 1$ % в безводном остатке [23] и принадлежат исключительно к архей-палеопротерозойским вулканическим областям, поскольку мантийный температурный потенциал того времени соответствовал порядка $1600\text{ }^\circ\text{C}$ по сравнению с современным временем около $1300\text{ }^\circ\text{C}$ [8]. Коматиитовые лавы являются важными местами Cu-Fe-Ni оруднения в зеленокаменных поясах Австралии, Канады [37], ЮАР, Бразилии и Карело-Кольском кратоне в России. Коматиит-базальтовые месторождения сульфидных Ni-Cu+PGE месторождений можно подразделить на два типа [24]. Тип 1 представлен каналами в лавах коматиит-толеитовых потоков, заполненных сульфидной минерализацией, тип 2 — сульфидная рассеянная вкрапленность в массивных дунитовых кумулятах.

Предполагалось, что архей-палеопротерозойские коматиит-толеитовые последовательности являются продуктами мантийных плюмов [27] и они могут быть фрагментами океанических плато плюм-происхождения. В провинции Сьюпириор в Канаде коллаж зеленокаменных поясов Абитиби-Вава представляет собой смесь океанических плато и островных дуг, в которых перемежались плюм-тектонические события с субдукционно-аккреционными [38], что отражает проявление рифтового и обширного анорогенного магматизма. Для неоархейско-палеопротерозойских (2,6–2,4 млрд лет) зеленокаменных поясов провинции Голдфилдс кратона Йилгран (Западная Австралия), которые содержат значительное количество сульфид-никеленосных коматиитов, Р. Хилл с соавторами [19] предположили, что они образовались в результате действия выплавов в конечной части мантийного плюма. Формирование коматиитовых пород

в архейских зеленокаменных поясах и сульфидно-никелевого оруденения Карело-Кольского кратона Фенноскандинавского щита за счет действия мантийных плюмов рассматривал также А. Б. Вревский [1; 2].

Вулканогенные сульфидные месторождения или колчеданные в целом образуются гидротермально-эксплятивным способом вблизи или непосредственно на морском дне действием газовой-водных горячих источников, которые ассоциируют с подводно-морским вулканизмом. Главные тектонические обстановки формирования вулканогенных сульфидных месторождений — заостроводужные и островодужные системы, относящиеся к субдукционным обстановкам, древнейшие из которых установлены в палеоархейских базальт-коматиитовых отложениях кратона Пилбара, Западная Австралия [22]. Восточная часть террейна Пилбара содержит не только коматииты, но также и фельзитовые вулканы возраста 3,51–2,9 млрд лет, образованные в результате действия мантийного плюма, который привел к формированию сгуженных океанических плато, вмещающих железорудные сульфиды с наиболее ранней медной минерализацией.

Рудные месторождения, ассоциирующие с анорогенным магматизмом. Этот магматизм в докембрийской коре проявляется в виде трех типов комплексов: 1 — внутриконтинентальные А-типа магматические комплексы, 2 — массивы анортозит-габбро-троктолитовых интрузий, 3 — кимберлиты, лампроиты, карбонатиты и щелочные интрузии. Анорогенные А-типа магматические комплексы вмещают или с ними ассоциирует широкий ряд месторождений, которые охватывают магматические и магмато-гидротермальные виды и обогащены такими элементами, как Ti, P, Y, Nb, K, Th, U, F, Ba, REE. Они также производят суперглиноземистые и перенасыщенные щелочами гранитоиды, которые обычно содержат грейзеновое и гидротермальное жильное оруденение Sn, W, Zn, Cu, U, Ta, Nb.

Рудные месторождения, связанные с А-типом магматизма, включают важные в экономическом отношении Fe-оксидные-Cu-Au-U-REE месторождения (тип Олимпик-Дэм). Этот тип месторождений формируется в неглубоко-коровых (4–6 км) обстановках и приурочен к ярко выраженному, богатому летучими компонентами щелочному гранитоидному магматизму [20]. Их распространение связано с планетарного масштаба рифтинговыми событиями, ведущими к распаду суперконтинента, например Родиния [18] в Южном полушарии Земли, произошедшему в неопротерозое (1 млрд лет назад). Этот тип представлен крупным телом Олимпик-Дэм в кратоне Гоулер и небольшим месторождением Эрнст Хенри в структуре Маунт-Айза (Австралия), также Карайс в Бразилии и Палабора в ЮАР. Общими чертами таких месторождений является их обогащение Cu, Au, P, F, REE, U и широкое распространение щелочного метасоматоза как во

вмещающих рудные тела породах, так и в регионах, их содержащих.

Некоторые мезопротерозойские (1,65–1,54 млрд лет) анорогенные гранитоиды в Свекофеннской провинции Фенноскандинавского щита содержат грейзеновую минерализацию с Sn (Еврайоки, Финляндия) или Sn-полиметаллическим оруденением (Стора-Флаттен, Швеция) и олово-редкометалльную минерализацию в Выборгском массиве рапакиви. Относительно крупное Sn-полиметаллическое и редкометалльное оруденение в Питкярантском рудном районе Приладожья ассоциирует с Салминским массивом рапакиви, обладающим возрастом 1,54–1,56 млрд лет. Кроме того, анорогенные вулканоплутонические ассоциации вмещают Mo-W и U минерализацию в металлогенической зоне Арьеплог в Швеции.

Массивы анортозит-габбро-троктолитов также локализируются в рифтовых обстановках или вдоль структурных границ террейнов, вмещающая магматические рудные месторождения. Тип массивов анортозитовых магм распространен в период 1,5–1,3 млрд лет, образуя пояс протяженностью около 5000 и шириной 1000 км вдоль Лаврентийского суперматерика от современной Калифорнии через южную часть Канады и Скандинавию. Анортозитовые массивы (крупные Адирондак, Морин, Сен-Жан, Аллард, горы Мэлай, Найн в США и Канаде, Рогланд в Норвегии) в этом поясе содержат Fe-Ti-V месторождения, изредка Ni-Cu-Co (Войсис Бэй в Канаде). Массивы анортозитов приурочены к разрывам суперконтинентов, происходящим при растяжении коры над головной частью плюмов и производящих нижне-коровое плавление пород. Fe-Ti-V (ильменит-магнетитовые) руды образуются при резком возрастании окислительного потенциала в плавящихся породах и заполняют интерстиции между плагиоклазом и пироксенами в затвердевающих породах. При продавливании этих рудных расплавов в контракционные трещины затвердевающих массивов образуются фузивные типы пластово-жильных руд в большинстве подобных месторождений. Таким, например, является Fe-Ti-V месторождение в Гайлес интрузии (1076 млн лет) в структуре Масгрейв Центральной Австралии [32], которая принадлежит к мантийным плюм-производным [28]. Эта интрузия относится к провинции, где сосредоточены рои мафических даек и силлов, бимодальных вулканитов, А-типов гранитоидных интрузий (1090–1060 млн лет) и мафит-ультрамафитовых интрузий.

Необычный и в некоторой степени загадочный меднорудный район Окиеп в Намакваленде Южной Африки, возможно, также связан с анортозитовыми магматическими системами (1600 млн лет), в которых присутствуют трубообразные и пластовые рудные тела, сложенные немагматическим борнитом [25]. Их образование связано, по мнению автора, с преобразованием первичных магматических руд при процессах высокотемпературного метаморфизма пород

этого региона. Также мезопротерозойские (около 1,3 млрд лет) анортозит-лейконорит-троктолитовые интрузии в провинции Лабрадор (Канада) магматической свиты Нейн (1,33–1,29 млрд лет) содержат Ni-Cu-Co месторождение Войсис Бей. Исследования, основанные на изотопных данных по S, C, O и отношениям Se/S, показали, что внедрение таких рудоносных интрузий связано с подъемом плюм-мантийного теплового фронта и базитовых интрузий в регионе [34]. Подобного типа интрузии в Центральной Австралии также содержат сульфидное Cu-Ni месторождение Бабел-Небо, открытое в последнее десятилетие. Для палеопротерозойского времени (2,5–2,3 млрд лет) может служить примером Fe-Ti-V месторождение в анортозитах Анабарского щита [5].

Анорогенный магматизм также характерен для внедрения кимберлитов, лампроитов, карбонатов и щелочно-ультраосновных интрузий. Эти локальные проявления пород известны как обладатели изотопными (He, Os, Sr, Nd, Pb, O) признаками плюмового магматизма [11], в которых кимберлиты – носители месторождений алмазов (большая часть фанерозойских трубообразных тел, но залегающих в пределах докембрийских кристаллических щитов в Южной Африке, Восточно-Сибирской платформы и Фенноскандинавского щита – Куопио), хотя и лампроиты возраста около 1,3 млрд лет в Австралии вмещают крупное месторождение алмазов (Аргайл). Широко известна область палеопротерозойского карбонатитового магматизма Палабора в Южной Африке с редкометалльно-редкоземельным орудением [30], а также весьма редкое сочетание ультрамафитовых перидотитов и щелочно-ультраосновных пород в кольцевой интрузии Кондёр в Аяно-Майском районе Хабаровского края России, несущей уникальное месторождение платины и минералов элементов платиновой группы [4]. Эти интрузивные тела могут представлять собой удаленные плюмовые материалы от ранее существовавших разрывов литосферы, поставлявших вещество обогащенной метасоматизированной мантии в верхне-коровые слои.

Гидротермальные рудоносные системы. Вдобавок к генерации широкого спектра мантийно-плюмовых рудоносных магм, глубинные мантийные плюмы или же апвеллинг астеносферного мантийного материала производят созидание обширных тепловых полей в земной коре. Это явление ответственно за циркуляцию в коровом масштабе гидротермальных растворов и создание в регионе высокотемпературного метаморфизма с относительно низким давлением флюидов. Результатом этих мантийных процессов могло быть образование широкого круга гидротермальных и метаморфо-гидротермальных рудных месторождений. Примеры такого рода образований – многочисленные поля гидротермальных жильных месторождений Cu, Zn, Ag, W среди базальтоидных силлов (возраста 1075–1060 млн лет) бассейна Каприкорн в Западной

Австралии [31; 32]. Подобно этому же в Южной Африке вокруг охлаждающегося плутона Бушвельд были сформированы поля жильных месторождений Sn, Cu, Au, W в породах бассейна Трансвааль [30].

Такие особенности формирования жильных гидротермальных месторождений были характерны для месторождений неоархея – палеопротерозоя (2,7–2,2 млрд лет) в районах палеорифтовых систем Фортескью в Западной Австралии, Вентерсдорп в Южной Африке, Имандра-Варзуга на Кольском полуострове, Россия [7]. Эти рифтовые системы действуют как проводники магм и гидротермальных флюидов, а также рудных ассоциаций, имеющих отношение к таким системам, которые отражают взаимодействие анорогенных магм и вулканогенно-осадочных последовательностей. Эти вулканогенно-осадочные рифтовые структуры вмещают метаморфогенно-гидротермальные Cu-Ni сульфидные месторождения, как в Печенгской структуре [6; 7], или же Sn-W апоскарновые месторождения Забайкалья [3], имеющие также общегенетическое отношение к стабильным кратонам, благодаря мантийно-плюмовому воздействию [26]. Вулканогенно-осадочные ассоциации палеорифтовых бассейнов вмещают рудосодержащие компоненты будущих месторождений, например гидротермально-экспляционных Pb-Zn-Ag-Cu – Гамсберг в Южной Африке, Мак-Артур-Ривер, Брокен-Хилл, Маунт-Айза в Австралии, Салливан в Канаде, или осадочно-метаморфогенных медных – Удокан в Восточной Сибири. Хотя упомянутые выше гидротермально-экспляционные месторождения могли быть образованы и в рифтовых обстановках заостроводужных бассейнов, стоит обратить внимание, что они были сформированы в палео-мезопротерозое (1,9–1,0 млрд лет назад), а это совпадает с плюмовыми событиями также в возрастной период 1,9–1,0 млрд лет (рис. 2). Д. Аббот и А. Айсли [9] выявили около 30 крупных плюмовых событий в архей-протерозойскую эпоху, в которую достаточно частые плюм-события (вероятно, малоглубинные – апвеллинговые) происходили именно в период образования гидротермально-экспляционных месторождений 1,9–1,1 млрд лет назад. Плюмы, ассоциирующие с мантийным апвеллингом, способствовали фрагментации суперконтинентов. Таким образом были способны послужить основой для формирования относительно небольших кратонических блоков. Мантийные апвеллинги могли обладать диаметром до 2500 км, и при таких щитовых мантийно-плюмовых событиях объемы и площади континентальной коры, подвергавшейся термальной и соответственно гидротермальной активизации, достигали значительных размеров.

Закключение. Теория мантийных плюмов основана на комбинации анорогенного магматизма, рифтогенной тектоники, геофизических данных (сейсмотомографии) и положения, что плюмы были горячее, чем мантийный материал, который

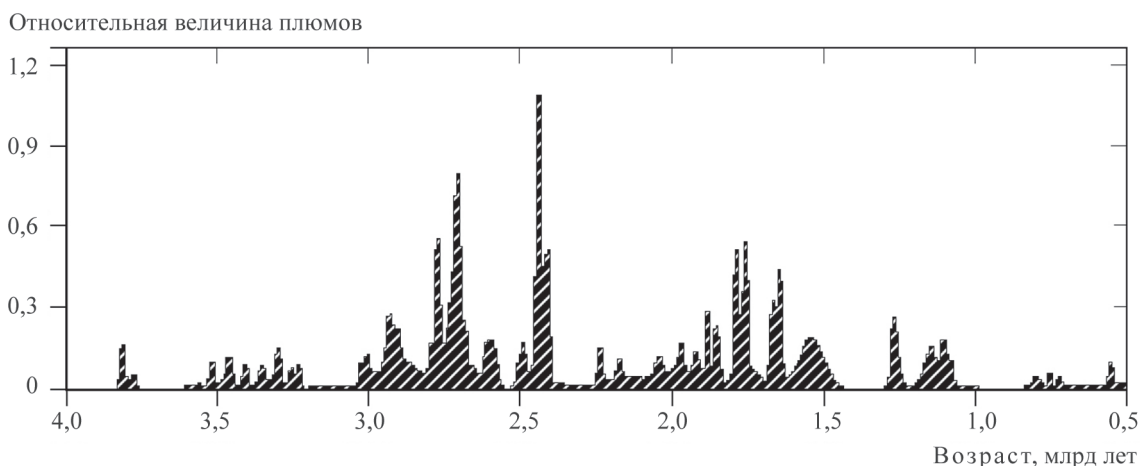


Рис. 2. Распределение мантийно-плюмовых событий в архей-протерозойскую эпоху геологического развития Земли по [9]

происходил из глубин более чем 670 км или ядерно-мантийной границы глубинного слоя Земли. Теория плюмов накладывает глобальные ограничения для понимания связей внутриплитных тектонических и рудообразующих процессов, как и формирования континентальной коры, ее разрыва и рифтинга. В архее и начале палеопротерозоя мантийные плюмы были горячее, чем в более позднее время, и производили плавление мантийного материала вплоть до образования коматиитов. Отсюда следовало, что однослойная ранняя конвекция сменилась на двуслойную, и это контролировало различие в механизме движения континентальных плит в архее, протерозое и особенно в фанерозое [16; 18]. Мантийно-плюмовые события приводили к формированию крупных магматических провинций, сложенных полями базальт-толеитовых лав, вмещающих колчеданные месторождения в возрастном диапазоне от палеоархея и до палеопротерозоя (3,5–2,2 млрд лет). Сейсмические данные демонстрируют, что в этих провинциях существенная роль принадлежит также расслоенным мафит-ультрамафитовым интрузиям, несущим сульфидное Cu-Ni-PGE оруденение. Расслоенные интрузии в таких провинциях представляют как бы крышу, а рои мафических даек — корни подобных крыш в магматических провинциях.

Внутриплитный магматизм, сопровождающий плюмы, прямо или косвенно производит широкий круг рудных месторождений, которые образуются в магматических камерах или дайкообразных корнях, либо заполняют пустоты в лавовых полях. Магмато-гидротермальные рудные системы в различных тектонических обстановках формируются интрузивными комплексами, такими как анортозит-троктолиты, кимберлиты, карбонатиты, или щелочно-ультраосновные кольцевые интрузии создают тепловые поля, способствующие циркуляции флюидов и гидротермальных растворов, образуя фузивные и жильные месторождения Fe-Ti-V, Cu-Co-Ni, Fe-Cu-Au-U и Pb-Zn. Введение в континентальную кору через

мафит-ультрамафитовые породы халькофильных и сидерофильных компонентов может напрямую связать мантийный апвеллинг с литосферой. Дальнейшая концентрация или селективный привнос этих компонентов при гидротермальной конвекции в коре производился при участии мантийных апвеллинговых магм.

Работа выполнена при финансовой поддержке темы НИР 0153-2019-0001 в ИГГД РАН.

1. Вревский А. Б. Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы (на примере Балтийского щита). — Л.: Наука, 1989. — 143 с.
2. Вревский А. Б. Петрологические проблемы сульфидного никелевого оруденения в раннем докембрии северо-восточной части Балтийского щита // Геология рудных месторождений. — 1991. — № 1. — С. 23–32.
3. Возраст, источники и тектоническое положение оловяноносных гранитов язовского комплекса Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса / А. М. Ларин, А. Б. Котов, Е. Б. Сальникова, Е. В. Скляр, В. П. Ковач, Ю. В. Плоткина, И. В. Анисимова, М. М. Подольская // Докл. РАН. — 2020. — Т. 490, № 2. — С. 10–14.
4. Мочалов А. Г. Замечательные минералы платины массива Кондёр (Хабаровский край) // Минералогический альманах. — 2019. — Т. 23, вып. 3. — 128 с.
5. Строение земной коры Анабарского щита / Отв. ред. В. М. Моралев. — М.: Наука, 1986. — 197 с.
6. Турченко С. И. Металлогения метаморфогенных сульфидных месторождений Балтийского щита. — Л.: Наука, 1978. — 120 с.
7. Турченко С. И. Металлогения тектонических структур палеопротерозоя. — СПб.: Наука, 2007. — 175 с.
8. Abbot D. H., Burges L., Longhi J. An empirical thermal history of the Earth's upper mantle // Journal of Geophysical Research. — 1994. — Vol. 99. — Pp. 13 835–13 853.
9. Abbot D. H., Isley A. E. The intensity, occurrence and duration of superplume events and eras over geological times // Journal of geodynamics. — 2002. — Vol. 34. — Pp. 265–307.
10. Ballentine C. J. Neon isotopes constrain convection and volatile origin in the Earth's mantle / C. J. Ballentine, B. Marty, B. L. Sherwood, M. Cassidy // Nature. — 2005. — Vol. 433. — Pp. 33–38.

11. Bell K. Carbonatites: relationship to mantle plume activity // Geological Society of America Special Paper. — 2001. — Vol. 352. — Pp. 267–290.
12. Campbell I. H. Large igneous provinces and mantle plume hypothesis // Elements. — 2005. — Vol. 1. — Pp. 265–270.
13. Campbell I. H., Davis G. F. Do mantle plumes exist? // Episodes. — 2006. — Vol. 29. — Pp. 162–168.
14. Condie K. C. Mantle plumes and their record in Earth history. — Cambridge University Press. — 2001. — 306 p. — DOI: 10.1017/CBO9780511810589
15. Condie K. C. Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: Tracking deep mantle sources and continental growth rates with time // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. — 2003. — Vol. 4. — No. 1. — DOI: 10.1029/2002GC000333
16. Condie K. C. Earth as an evolving planetary system. — Amsterdam: Elsevier Price, 2005. — 447 p.
17. Elkins-Tanton L. T. Continental magmatism caused by lithospheric delamination // Geological Society of America. Special Papers. — 2005. — Vol. 388. — Pp. 449–461.
18. Groves D. I. Controls of the heterogeneous distribution of mineral deposits through time // D. I. Groves, R. M. Vielmeier, R. J. Goldfarb, K. C. Condie // Geological Society, London. Special Publication. — 2005. — Vol. 248. — Pp. 71–101.
19. Hill R. H., Campbell I. H., Gritfhiths R. W. Plume tectonics and development of stable continental crust // Exploration Geophysics. — 1991. — Vol. 22. — Pp. 185–188.
20. Hitsman M. W., Oreskes N., Einandi M. T. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxides (Cu-U-Au-REE) deposits // Precambrian Research. — 1992. — Vol. 58. — Pp. 241–287.
21. Hoffman A. W. Mantle geochemistry: message from oceanic volcanism // Nature. — 1997. — Vol. 85. — Pp. 219–229.
22. Huston D. I. Mineralization and regional alteration at the Mons Cupri stratiform Cu-Zn-Pb deposit, Pilbara Craton, Western Australia // Mineral Deposita. — 2006. — Vol. 41. — Pp. 17–32.
23. Igneous rocks. A classification and glossary of terms / Ed. by R. W. Le Maitre. — Cambridge University Press, 2002. — DOI: <https://doi.org/10.1017/CBO9780511535581>
24. Leshner C. M., Keyas R. R. Komatiite-associated Ni-Cu-(PGE) deposits: geology, mineralogy, geochemistry and genesis / ed. by L. Cabri // The geology, geochemistry, mineralogy and Mineral beneficiation of the platinum-group elements. Canadian Institute Mining, Metallurgy and Petroleum, 2002. — Vol. 54. — Pp. 579–617.
25. Maier W. D. Platinum-group elements in Cu-sulfide ores of Calarusberg and East Okiep, Namaqualand, South Africa // Mineralium Deposita. — 2000. — Vol. 35. — Pp. 422–435.
26. Meinert L. D., Dipple G. M., Nicolescu S. World skarn deposits // Economic Geology. 100th Anniversary Volume. — 2005. — Pp. 299–336.
27. Montelli R. Finite-frequency tomography reveals a variety of plumes in the mantle / R. Montelli, G. Nolet, F. A. Dahlen, G. Masters, E. R. Engdahl, S.-H. Hung // Science. — 2004. — Vol. 303, iss. 5656. — Pp. 338–343. — DOI: 10.1126/science.1092485
28. Morris P. A., Pirajno F. Mesoproterozoic sill complexes in the Bangemall Supergroup, Western Australia: geology, geochemistry, and mineralization potential. — Geological Survey of Western Australia, Report 99. — 2005. — 76 p.
29. Nolet G., Karalo S.-I., Montelli R. Plume fluxes from seismic tomography // Earth and Planetary Science Letters. — 2006. — Vol. 248. — Pp. 685–699.
30. Pirajno F. Ore deposits and mantle plumes. — Kluwer: Academic Publisher, 2000. — 556 p.
31. Pirajno F. Metallogeny in the Capricorn Orogen, Western Australia, the result of the ore-forming processes // Precambrian Research. — 2004. — Vol. 128. — Pp. 411–440.
32. Pirajno F., Smithes H. R., Howant H. M. Mineralization associated with the 1076 Ma Giles mafic-ultramafic intrusions, Musgrave Complex, central Australia: a review // SGA News. — 2006. — Vol. 20. — Pp. 1–20.
33. Reiners P. W. Temporal compositional trends in intraplate basalts eruptions implications for mantle heterogeneity and melting processes // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. — 2002. — Vol. 3. — Pp. 1525–2027. — URL: <https://doi.org/10.1029/2001GCC002250> (дата обращения: 08.08.2021).
34. Ripley E. M., Li C., Shin D. Paragneiss assimilation in the genesis of magmatic Ni-Cu-Co sulfide mineralization at Voisey's Bay, Labrador: $\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{13}\text{C}$ and Se/S evidence // Economic Geology. — 2002. — Vol. 97. — Pp. 1307–1318.
35. Rogers R. Two mantle plumes beneath the East African Rift System: Sr, Nd and Pb isotope evidence from Kenya rift basalts / R. Rogers, R. McDonald, J. G. Fitton, R. George, M. Smith, B. Barzero // Earth and Planetary Science Letters. — 2000. — Vol. 176. — Pp. 387–400.
36. Samuel H., Fametami C. G. Thermochemical convection and helium concentration in mantle plumes // Earth and Planetary Science Letters. — 2003. — Vol. 207. — Pp. 39–56.
37. Tomilison K. Y. The Red Lake greenstone belt, Superior Province: evidence a plume-related magmatism at 3 Ga and evidence an older enriched source / K. Y. Tomilison, R. K. Stewenson, D. J. Hughes, R. P. Hall, P. C. Thurstone, P. Henry // Precambrian Research. — 1998. — Vol. 89. — Pp. 59–76.
38. Wyman D. N., Kerrich R., Polat A. Assembly of orogenic mantle lithosphere and crust: plume-arc interaction in the Abitibi-Wawa subduction-accretion complex // Precambrian Research. — 2002. — Vol. 115. — Pp. 37–62.
39. Zhao D.-P. Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs: insight into deep Earth dynamics // Physics of the Earth and Planetary Interiors. — 2004. — Vol. 146. — Pp. 3–34.

-
1. Vrevskiy A. B. Petrologiya i geodinamicheskie rezhimy razvitiya arkheyskoy litosfery (na primere Baltiyskogo shchita) [Petrology and geodynamic regimes of the Archean lithosphere development (on the example of the Baltic Shield)]. Leningrad, Nauka, 1989, 143 p.
 2. Vrevskiy A. B. Petrologicheskie problemy sul'fidnogo nikelovogo orudneniya v rannem dokembrii severo-vostochnoy chasti Baltiyskogo shchita [Petrological problems of sulfide nickel mineralization in the Early Precambrian of the north-eastern part of the Baltic Shield]. *Geology of Ore Deposits*, 1991, no. 1, pp. 23–32. (In Russian).
 3. Larin A. M., Kotov A. B., Salnikova E. B., Kovach V. P., Plotkina Y. V., Anisimova I. V., Sklyarov E. V., Podolskaya M. M. The age, sources, and tectonic setting of tin-bearing granites of the Jazov complex of the Baikal-Patom fold-thrust belt. *Doklady Earth Sciences*, 2020, vol. 490, no. 2, pp. 10–14. (In Russian).
 4. Mochalov A. G. Zamechatel'nye mineraly platiny massiva Konder (Khabarovskiy kray) [Remarkable platinum minerals of the Konder massif (Khabarovsk Territory)]. *Mineralogicheskiy al'manakh*, 2019, vol. 23, iss. 3, 128 p. (In Russian).
 5. Stroenie zemnoy kory Anabarskogo shchita [The structure of the earth's crust of the Anabar Shield]. Ex. ed. V. M. Moralev. Moscow, Nauka, 1986, 197 p.
 6. Turchenko S. I. Metallogeniya metamorfogennykh sul'fidnykh mestorozhdeniy Baltiyskogo shchita [Metallogeny of metamorphic sulfide deposits of the Baltic Shield]. Leningrad, Nauka, 1978, 120 p.
 7. Turchenko S. I. Metallogeniya tektonicheskikh struktur paleoproterozoya [Metallogeny of tectonic structures of the Paleoproterozoic]. St. Petersburg, Nauka, 2007, 175 p.

8. Abbott D. H., Burgess L., Longhi J. An empirical thermal history of the Earth's upper mantle. *Journal of Geophysical Research*, 1994, vol. 99, pp. 13 835–13 850.
9. Abbot D. H., Isley A. E. The intensity, occurrence and duration of superplume events and eras over geological times. *Journal of geodynamics*, 2002, vol. 34, pp. 265–307.
10. Ballentine C. J., Marty B., Sherwood B. L., Cassidy M. Neon isotopes constrain convection and volatile origin in the Earth's mantle. *Nature*, 2005, vol. 433, pp. 33–38.
11. Bell K. Carbonatites: relationship to mantle plume activity. *Geological Society of America Special Paper*, 2001, vol. 352, pp. 267–290.
12. Campbell I. H. Large igneous provinces and mantle plume hypothesis. *Elements*, 2005, vol. 1, pp. 265–270.
13. Campbell I. H., Davis G. F. Do Mantle Plumes Exist? *Episodes*, 2006, vol. 29, no. 3, pp. 162–168.
14. Condie K. C. *Mantle plumes and their record in Earth history*. Cambridge University Press, 2001, 306 p. DOI: 10.1017/CBO9780511810589
15. Condie K. C. Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: Tracking deep mantle sources and continental growth rates with time. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2003, vol. 4, no. 1. DOI: 10.1029/2002GC000333
16. Condie K. C. *Earth as an evolving planetary system*. Amsterdam, Elsevier Price, 2005, 447 p.
17. Elkins-Tanton L. T. Continental magmatism caused by lithospheric delamination. *Geological Society of America. Special Papers*, 2005, vol. 388, pp. 449–461.
18. Groves D. I., Vielmeier R. M., Goldfarb R. J., Condie K. C. Controls of the heterogenous distribution of mineral deposits through time. *Geological Society, London. Special Publication*, 2005, vol. 248, pp. 71–101.
19. Hill R. H., Campbell I. H., Gritfhiths R. W. Plume tectonics and development of stable continental crust. *Exploration Geophysics*, 1991, vol. 22, pp. 185–188.
20. Hirtman M. W., Oreskes N., Einandi M. T. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxides (Cu-U-Au-REE) deposits. *Precambrian Research*, 1992, vol. 58, pp. 241–287.
21. Hoffman A. W. Mantle geochemistry: message from oceanic volcanism. *Nature*, 1997, vol. 85, pp. 219–229.
22. Huston D. I. Mineralization and regional alteration at the Mons Cupri stratiform Cu-Zn-Pb deposit, Pilbara Craton, Western Australia. *Mineralium Deposita*, 2006, vol. 41, pp. 17–32.
23. Le Maitre R. W. (ed.). *Igneous rocks. A classification and glossary of terms*. Cambridge University Press, 2002. DOI: <https://doi.org/10.1017/CBO9780511535581>
24. Leshner C. M., Keyas R. R. Komatiite-associated Ni-Cu-PGE deposits: geology, mineralogy, geochemistry and genesis. In L. Cabri (ed.): *The geology, geochemistry, mineralogy and Mineral beneficiation of the platinum-group elements*. Canadian Institute Mineral Metallurgy and Petroleum, 2002, vol. 54, pp. 579–617.
25. Maier W. D. Platinum-group elements in Cu-sulfide ores of Calarusberg and East Okiep, Namaqualand, South Africa. *Mineralium Deposita*, 2000, vol. 35, pp. 422–435.
26. Meinert L. D., Dipple G. M., Nicolescu S. World skarn deposits. *Economic Geology*, 100th Anniversary Volume, 2005, pp. 299–336.
27. Montelli R., Nolet G., Dahlen F. A., Masters G., Engdahl E. R., Hung S.-H. Finite-frequency tomography reveals a variety of plumes in the mantle. *Science*, 2004, vol. 303, iss. 5656, pp. 338–343. DOI: 10.1126/science.1092485
28. Morris P. A., Pirajno F. *Mesoproterozoic sill complexes in the Bangemall Supergroup, Western Australia: geology, geochemistry, and mineralization potential*. Geological Survey of Western Australia, Report 99, 2005, 76 p.
29. Nolet G., Karalo S.-I., Montelli R. Plume fluxes from seismic tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, vol. 248, pp. 685–699.
30. Pirajno F. *Ore deposits and mantle plumes*. Kluwer, Academic Publisher, 2000, 556 p.
31. Pirajno F. Metallogeny in the Capricorn Orogen, Western Australia, the result of the ore-forming processes. *Precambrian Research*, 2004, vol. 128, pp. 411–440.
32. Pirajno F., Smithes H. R., Howatt H. M. Mineralization associated with the 1076 Ma Giles mafic-ultramafic intrusions, Musgrave Complex, central Australia: a review. *SGA News*, 2006, vol. 20, pp. 1–20.
33. Reiners P. W. Temporal compositional trends in intraplate basalts eruptions implications for mantle heterogeneity and melting processes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2002, vol. 3, pp. 1525–2027, available at: <https://doi.org/10.1029/2001GCC002250> (accessed 08 August 2021).
34. Ripley E. M., Li C., Shin D. Paragneiss assimilation in the genesis of magmatic Ni-Cu-Co sulfide mineralization at Voisey's Bay, Labrador: $\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{13}\text{C}$ and Se/S evidence. *Economic Geology*, 2002, vol. 97, pp. 1307–1318.
35. Rogers R., McDonald R., Fitton J. G., George R., Smith M., Barzero B. Two mantle plumes beneath the East African Rift System: Sr, Nd and Pb isotope evidence from Kenya rift basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 2000, vol. 176, pp. 387–400.
36. Samuel H., Fametami C. G. Thermochemical convection and helium concentration in mantle plumes. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, vol. 207, pp. 39–56.
37. Tomilison K. Y., Stewenson R. K., Hughes D. J., Hall R. P., Thurstone P. C., Henry P. The Red Lake greenstone belt, Superior Province: evidence a plume-related magmatism at 3 Ga and evidence an older enriched source. *Precambrian Research*, 1998, vol. 89, pp. 59–76.
38. Wyman D. N., Kerrich R., Polat A. Assembly of cratonic mantle lithosphere and crust: plume-arc interaction in the Abitibi-Wawa subduction-accretion complex. *Precambrian Research*, 2002, vol. 115, pp. 37–62.
39. Zhao D.-P. Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs: insight into deep Earth dynamics. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2004, vol. 146, pp. 3–34.

Турченко Станислав Иванович — доктор геол.-минерал. наук, гл. науч. сотрудник, Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук (ИГГД РАН). Наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, Россия, 199034. <turchsi@mail.ru>

Turchenko Stanislav Ivanovich — Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Chief Researcher, Institute of Precambrian Geology and Geochronology Russian Academy of Sciences (IPGG RAS). 2 Naberezhnaya Makarova, St. Petersburg, Russia, 199034. <turchsi@mail.ru>

А. Б. МАКЕЕВ (ИГЕМ РАН),
Б. А. МАКЕЕВ (ИГ ФИЦ Коми НЦ УРО РАН),
С. Е. БОРИСОВСКИЙ (ИГЕМ РАН)

Новая минеральная фаза — фосфат тория (Средний Тиман, Республика Коми)

В четырех проявлениях в пределах Среднего Тимана найдена новая минеральная фаза — фосфат тория — в виде отдельных зерен и их агрегатов. Фаза оказалась рентгеноаморфной. Изучены химический состав и некоторые физические свойства двух разновидностей новой фазы. Зерна ториевой фазы из проявления Ичетью отличаются высокими содержаниями кальция, железа, серы, углерода, что предполагает широкий изоморфизм как в катионной, так и анионной частях этого соединения — $(\text{Th}, \text{Ca}, \text{Fe})[(\text{PO}_4)(\text{SO}_4)(\text{CO}_3)] \times n\text{H}_2\text{O}$. Методом CHIME оценен возраст преобразования этой фазы в проявлении Ичетью. Он оказался неожиданно очень молодым — $52,7 \pm 6,1$ млн лет (ранний палеоген). Возможно, это время эксгумации первичного залегания конглобрекчиевого пласта Ичетью, ставшего доступным для минерализованных метеорных вод и их взаимодействия с неустойчивой радиоактивной фазой фосфата тория, что привело к усложнению ее состава.

Ключевые слова: Средний Тиман, проявление Ичетью, Ново-Бобровское, р. Мезень, фосфат тория, химический состав, свойства.

A. B. MAKEEV (IGEM RAN),
B. A. MAKEEV (FTC Institute of Geology Komi SC UB RAS),
S. E. BORISOVSKIY (IGEM RAN)

Thorium phosphate: New mineral phase (Middle Timan, Komi Republic)

In four places within the Middle Timan a new mineral phase *thorium phosphate* was found in the form of individual grains and their aggregates. The phase turned out to be X-ray amorphous. The chemical composition and some physical properties of the two varieties of the new phase have been studied. The grains of the thorium phase from the Ichetyu occurrence are characterized by high calcium, iron, sulfur, carbon contents that suggests wide isomorphism in both the cationic and anionic parts of this compound: $(\text{Th}, \text{Ca}, \text{Fe}) \cdot [(\text{PO}_4)(\text{SO}_4)(\text{CO}_3)] \times n\text{H}_2\text{O}$. The CHIME method was used to estimate the transformation age of this phase in the Ichetyu occurrence. It turned out to be unexpectedly very young — 52.7 ± 6.1 Ma (Early Paleogene). It is assumed that this is the time of exhumation of the primary bedding of the Ichetyu conglobreccia layer, which became accessible to saline meteoric waters and their interaction with the unstable radioactive phase of the thorium phosphate, which resulted in the complication of its composition.

Keywords: the Middle Timan, Ichetyu, Novo-Bobrovskoe occurrences, the Mezen River, thorium phosphate, chemical composition, properties.

Для цитирования: Макеев А. Б., Макеев Б. А., Борисовский С. Е. Новая минеральная фаза — фосфат тория (Средний Тиман, Республика Коми) // Региональная геология и металлогения. — 2021. — № 87. — С. 110–117. DOI: 10.52349/0869-7892_2021_87_110-117

Введение. В природе известно более 100 ториевых и торийсодержащих минералов. Во всех них торий присутствует в виде четырехвалентного катиона и имеет координационное число восемь. Торий — типично литофильный элемент. Для него характерно высокое сродство с кислородом, поэтому он встречается исключительно в кислородных соединениях (оксидах, силикатах, фосфатах, карбонатах, фторкарбонатах). В природе не известны сульфиды, селениды и галогениды тория. Отмечается постоянная изоморфная и парагенетическая связь тория с редкоземельными элементами, а также четырехвалентным ураном.

Первое упоминание о тиманском фосфате тория можно найти в монографии [5], где одно его зерно размером 100×200 мкм случайно проанализировано в полированном препарате породы — из метасоматической оторочки вокруг лампрофировой дайки Четласского Камня. На энергодисперсионном микрозонде получен только примитивный состав этого зерна. Химический состав и морфология других зерен фосфата тория изучены с помощью электронного микроскопа JXA-8200 с пятью волновыми спектрометрами.

На Тиманском Кряже встречаются следующие торийсодержащие минералы: монацит, перовскит, самарскит, торианит, торит, ферриторит,

флоренсит [2; 4; 9]. Ранее в пределах Среднего Тимана нами были детально описаны торийсодержащие минералы — монацит (куларит) и флоренсит [4; 7–10].

Минеральный кадастр Среднего Тимана пополняется еще одной минеральной фазой с условным названием «фосфат тория». Эту совсем не редкую фазу мы обнаружили в нескольких проявлениях Среднего Тимана (рис. 1):

- в оторочке лампрофировой дайки р. Косью (гряда Четласский Камень) [1; 2; 5];

- в колумбитовой руде Ново-Бобровского проявления р. Бобровая (Четласский Камень) [11];

- в современном аллювии верховий р. Мезень (Четласский Камень). Новая минеральная фаза фосфат тория встречается не так уж и редко. Расчеты показывают, что ее зерна и агрегаты (размерностью 0,25–0,50 мм), сконцентрированные в тяжелой фракции, составляют первые десятки знаков на десятилитровую пробу аллювия. Здесь р. Мезень размывает по левому борту небольшое редкометалльно-редкоземельное проявление в песчаниках и кварцитопесчаниках визингской свиты (PR_3vs), которое было вскрыто поисковыми канавами [5]. Морфология, состав и свойства этой фазы приведены на рис. 2, 3 и в табл. 1;

- в конглобрекциевом горизонте полиминерального алмаз-золото-редкометалльно-редкоземельно-титанового проявления Ичетью р. Умба (Вольско-Вымская гряда) [4–10], который залегает на границе среднедевонских кварцевых песчаников пижемской свиты (D_2pz) и древних титаносодержащих песчаников малоручейской толщи PR_3mr Пижемского месторождения.

Фактический материал. Длительное время мы пытались изучать ториевую фазу как новый минерал, но убедились, что она рентгеноаморфная. Попытки получить картины дифракции обратнорассеянных электронов на двух зернах (мезенском и ичетьюском) в ИГЕМ РАН не увенчались успехом. По причине невозможности установить структуру этой фазы она остается только новой фазой без собственного названия. Цель работы — всестороннее описание морфологии, состава и свойств новой фазы фосфата тория.

Минерал мягкий белого, светло-желтого и коричневатого цветов, мелкозернистый, поликристаллический, размер агрегатов до 0,15–0,50 мм. Химический состав зерна довольно однородный (рис. 2, табл. 1), но неполная сумма и следы «прожига» свидетельствуют о более сложном составе фазы, чем идеальная формула $ThPO_4$. Можно предположить наличие гидрооксидных или водных комплексов, которые, впрочем, не нашли отражения в ИК- и КР-спектрах. В качестве включений, заполняющих поровое пространство в полиминеральном агрегате фосфата тория (рис. 2, а), диагностированы глинистый минерал смектит-монтмориллонит, а также сростки с ксенотимом (5–10 мкм) с формулой $(Y_{0,63}Gd_{0,14}Du_{0,08}Sm_{0,04}Er_{0,03}Eu_{0,02}Yb_{0,02}Tb_{0,02}Th_{0,02})PO_4$.



Рис. 1. Схема размещения четырех мест находок зерен фосфата тория в пределах Среднего Тимана

1 — р. Косью; 2 — Ново-Бобровское проявление; 3 — р. Мезень (Четласский Камень); 4 — проявление Ичетью (Вольско-Вымская гряда)

Изучение характера дисперсии отражения минерала проводилось на микроспектрофотометре МСФ-21. Режимы измерений: шель монохроматора — 0,4 мм; зонд — 0,1 мм. Регистрация автоматическая, замеры через 20 нм и в диапазоне 400–700 нм. Эталон — SiC (Reflexionsstandard 474251, № 545, Германия). В отраженном свете это минерал (в рудной градации) темно-серого цвета, очень слабо анизотропный. Наблюдаются бесцветные по массе внутренние рефлексy; характеризуется низким отражением с $R_{max} = 7,4\%$ с почти нейтральным типом дисперсии (рис. 3), двутотражение не наблюдается (т. к. $\Delta R_{589nm} =$ всего 0,2 %). Твердость VHN (по Виккерсу) при нагрузке — 20 г, число определений 6 (рис. 2, б) варьируется от 107,4 до 169,7 кг/мм²; т. е. среднее значение — 134,2 кг/мм². Твердость по шкале Мооса — 1–2. Следует отметить, что твердость измерена не на монокристалле, а на агрегате. Измерения выполнены Ю. С. Полеховским в Ленинградском государственном университете. Минерал не люминесцирует при возбуждении ультрафиолетом и электронами.

Четвертая находка фосфата тория сделана при изучении минерального состава тяжелой фракции конглобрекции проявления Ичетью [3, 4, 6–12]. Здесь обнаружено два ксеноморфных зерна (рис. 4, табл. 2) размером 250 × 350 мкм в ассоциации с ильменитом, рутилом, ториевым монацитом, торианитом, ильменорутилом,

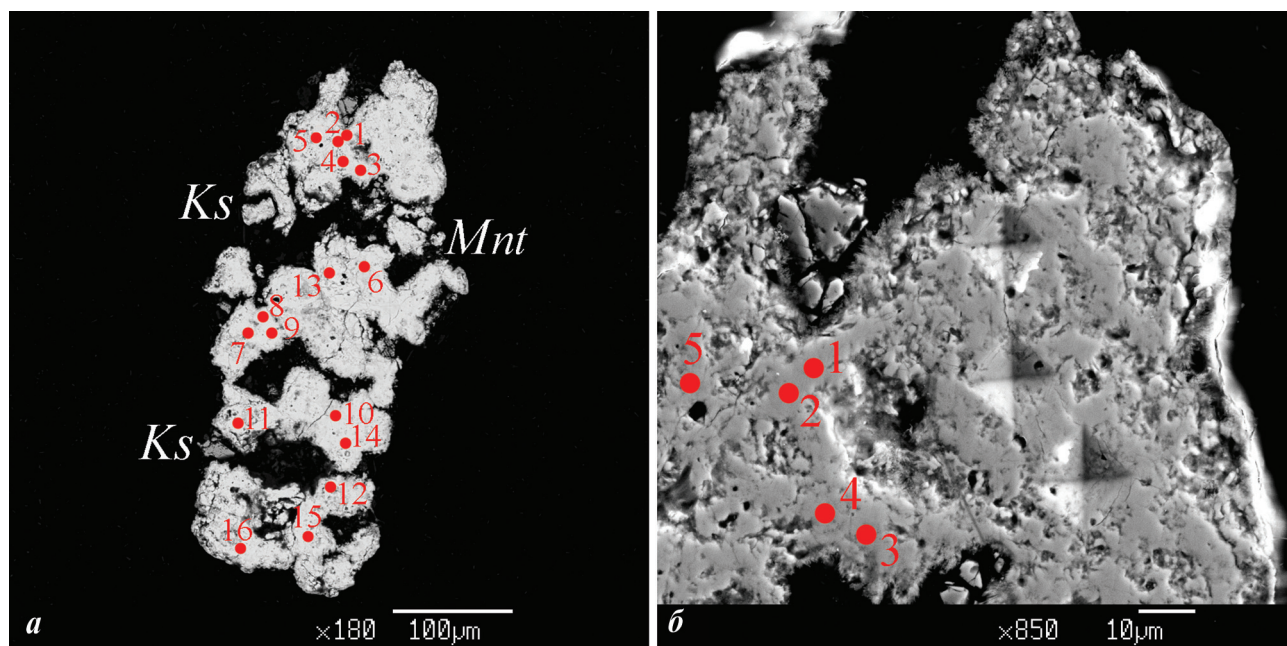


Рис. 2. ЭМ-изображения (*a* – BSE, *б* – SE) агрегата зерен фосфата тория из аллювия верховий р. Мезень

a – отмечены точки анализов, номера которых совпадают с данными в табл. 1, ассоциирующие минералы в примазках: *Mnt* – смектит (монтмориллонит), *Ks* – ксенотим; *б* – отпечатки алмазной пирамидки для измерения твердости на верхней части агрегата

колумбитом, цирконом и другими минералами, типичными для этого полиминерального проявления. Особенностью этой разновидности оказалось то, что она представлена очень неоднородным зернистым агрегатом переменного состава с низкой суммой компонентов 80–87 %, которую можно объяснить дополнительным присутствием карбонатных и водных

комплексов. Это предположение подтверждается спектром ЭДС (рис. 5), в котором присутствует углерод, а на поверхности препарата остаются следы «прожига» (рис. 4, *в*) от электронного зонда. От мезенского типа фосфата тория ичетьюская фаза отличается более сложным составом: наличием переменных количеств кальция, железа, серы. Это дает основание

Таблица 1

Химический состав (мас. %) фазы фосфата тория из современных аллювиальных отложений верховий р. Мезень

Номер анализа	ThO ₂	UO ₂	Dy ₂ O ₃	Sc ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	P ₂ O ₅	SiO ₂	Gd ₂ O ₃	CaO	Сумма
1	70,60	1,41	0,98	0,44	0,10	18,27	0,80	Не обн.	Не обн.	92,62
2	69,12	1,28	0,72	0,45	0,09	17,99	0,80	Не обн.	Не обн.	90,45
3	70,56	1,34	0,63	0,30	0,20	18,49	0,97	Не обн.	Не обн.	92,47
4	70,71	1,35	0,65	0,36	0,11	18,84	0,88	Не обн.	Не обн.	92,91
5	70,94	1,36	0,74	0,40	0,11	19,01	0,88	Не обн.	Не обн.	93,43
6	70,08	1,23	0,67	0,45	0,07	18,61	0,92	Не обн.	Не обн.	92,02
7	69,80	1,32	0,68	0,45	0,13	17,89	0,80	Не обн.	Не обн.	91,06
8	69,77	1,37	0,70	0,41	0,08	18,12	0,95	Не обн.	Не обн.	91,39
9	70,15	1,30	0,68	0,49	0,12	18,20	0,81	Не обн.	Не обн.	91,76
10	70,49	1,23	0,80	0,50	0,13	18,38	0,79	Не обн.	Не обн.	92,33
11	69,52	1,28	0,89	0,46	0,14	18,61	0,81	Не обн.	Не обн.	91,71
12	69,95	1,34	0,71	0,51	0,14	17,88	0,83	Не обн.	Не обн.	91,35
13	70,62	1,35	0,54	0,47	0,11	18,57	0,89	Не обн.	Не обн.	92,55
14	68,73	1,40	0,99	0,43	0,13	18,17	0,86	Не обн.	Не обн.	90,70
15	68,21	1,28	0,65	0,37	0,14	17,49	0,83	0,10	0,44	89,50
16	69,35	1,35	0,55	0,40	0,17	17,69	0,79	0,16	0,45	90,90
Сред.	69,91	1,32	0,72	0,43	0,12	18,26	0,85	—	—	91,70

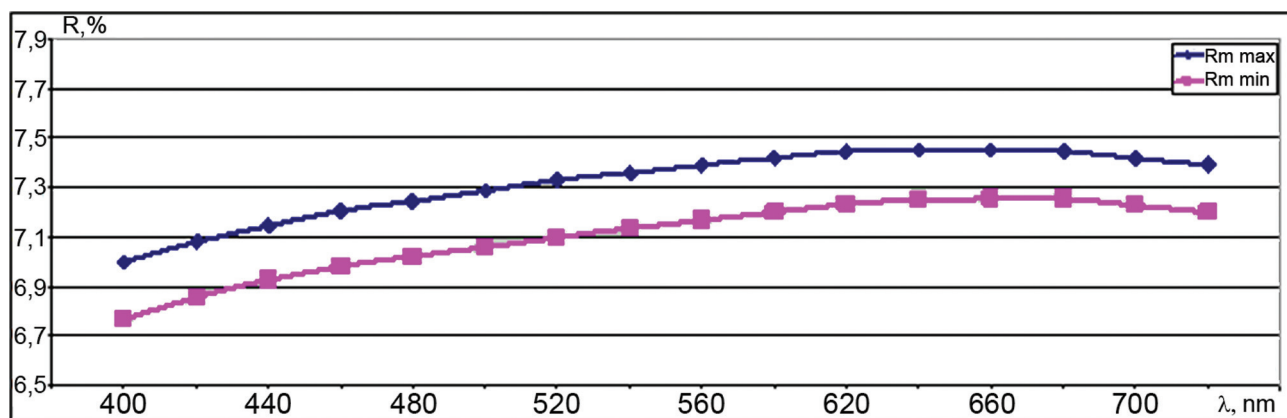


Рис. 3. Дисперсия отражательной способности зерна фосфата тория (р. Мезень)

предполагать, что она представляет собой сульфато-карбонато-фосфат тория, железа и кальция с предполагаемой формулой $(\text{Th}, \text{Ca}, \text{Fe}) \cdot [(\text{PO}_4)(\text{SO}_4)(\text{CO}_3)] \times n\text{H}_2\text{O}$.

Полный химический анализ двух зерен ичетьюской фазы фосфата тория на содержание тория, урана и свинца (табл. 2) позволил провести оценку возраста этих частиц химическим методом

(CHIME) по К. Сузуки [13]. Использованы методические приемы микрозондового анализа, расчета и интерпретации результатов, изложенных в работе [4]. Удалось применить только шесть результатов анализа (табл. 2) с наиболее высокими содержаниями свинца, отвечающих точности анализа (3σ). Результаты расчета возраста оказались весьма неожиданными: средний расчетный

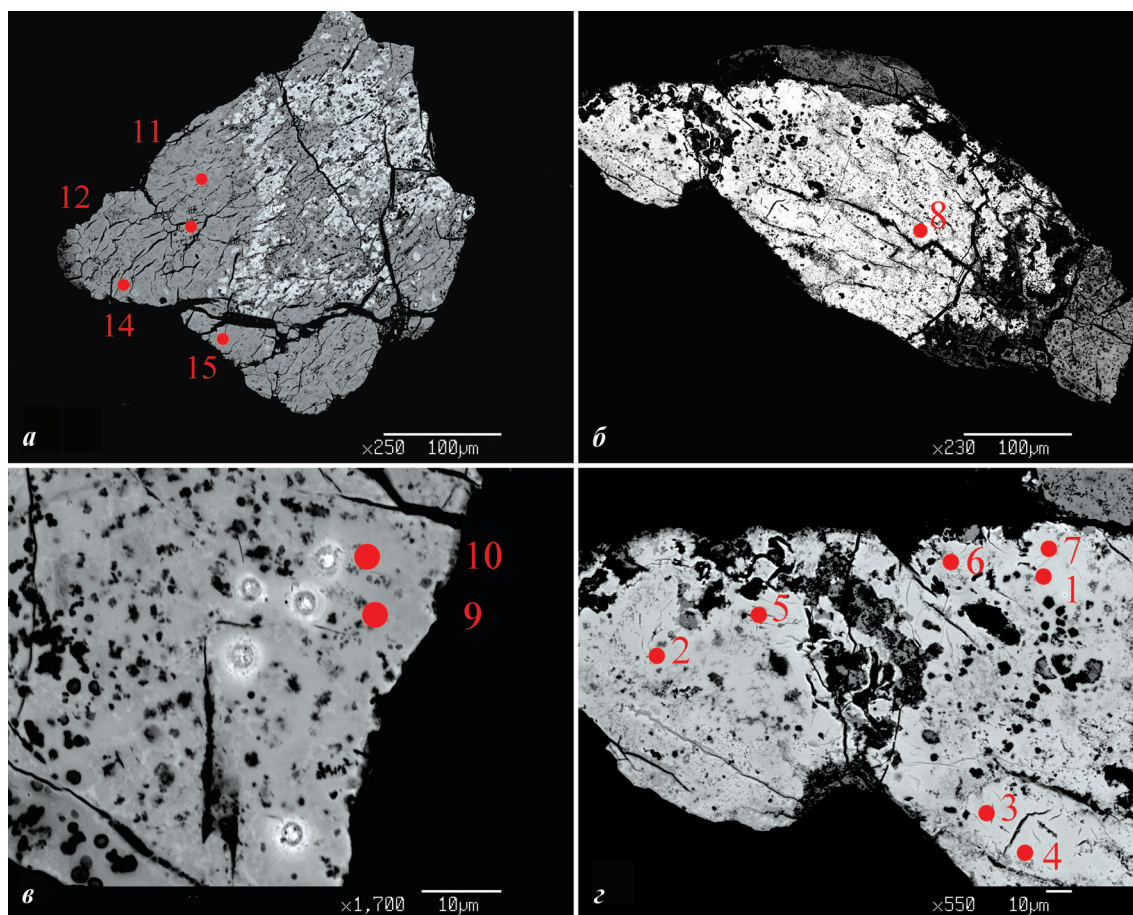


Рис. 4. ЭМ-изображение (BSE) двух зерен фосфата тория из проявления Ичетью

Показаны точки анализов, номера которых совпадают с данными в табл. 2. Светлые точки на изображениях в — места «прожига» электронного зонда — свидетельство наличия летучих компонентов в составе изучаемой фазы

Таблица 2

Химический состав (мас. %) и возраст (млн лет) фазы фосфата тория из проявления Ичетью

Номер анализа	ThO ₂	Y ₂ O ₃	CaO	PbO	FeO	UO ₂	P ₂ O ₅	SO ₃	SiO ₂	Сумма	Возраст
1	61,31	0,65	1,47	0,125	1,93	0,41	17,03	0,23	0,72	83,87	47,5
2	64,28	0,66	1,54	0,065	2,75	0,32	16,53	0,43	0,75	87,31	
3	60,77	0,64	0,99	0,058	2,74	0,14	16,78	0,10	0,77	82,99	
4	61,35	0,64	0,85	0,045	2,44	0,08	16,61	0,14	0,81	82,95	
5	60,70	0,68	1,63	0,122	2,43	0,31	16,56	0,44	0,76	83,62	47,1
6	61,41	0,61	1,17	0,084	1,93	0,45	16,65	0,64	0,49	83,42	
7	61,68	0,55	1,86	0,052	2,02	0,51	16,64	0,26	0,71	84,29	
8	61,35	0,63	1,25	0,157	2,70	0,43	17,52	0,13	0,65	84,82	
9	56,98	0,06	1,79	0,049	2,75	0,39	17,69	0,41	0,67	80,79	60,6
10	57,32	0,06	2,07	0,150	2,36	0,48	17,94	0,69	0,73	81,79	
11	43,70	0,70	8,36	0,041	5,02	0,26	20,08	6,97	0,42	85,54	53,0 48,4
12	44,53	0,60	7,93	0,083	4,77	0,01	19,96	6,89	0,44	85,22	
13	46,32	0,76	8,53	0,108	2,09	0,39	21,02	2,57	0,47	82,25	
14	46,62	0,61	8,24	0,096	3,65	0,19	19,83	5,02	0,46	84,71	

Примечание. Точки анализов 1–8 – светлая зона, 9, 10 – серая неоднородная зона, 11–14 – серая однородная зона на рис. 4. Диаметр зонда 5 мкм. Образец крайне неустойчив под зондом рис. 4, в, что свидетельствует о наличии летучих компонентов, вероятно $(\text{CO}_3)^{2-}$, $(\text{OH})^-$, H_2O , компенсаторов заряда Th^{4+} .

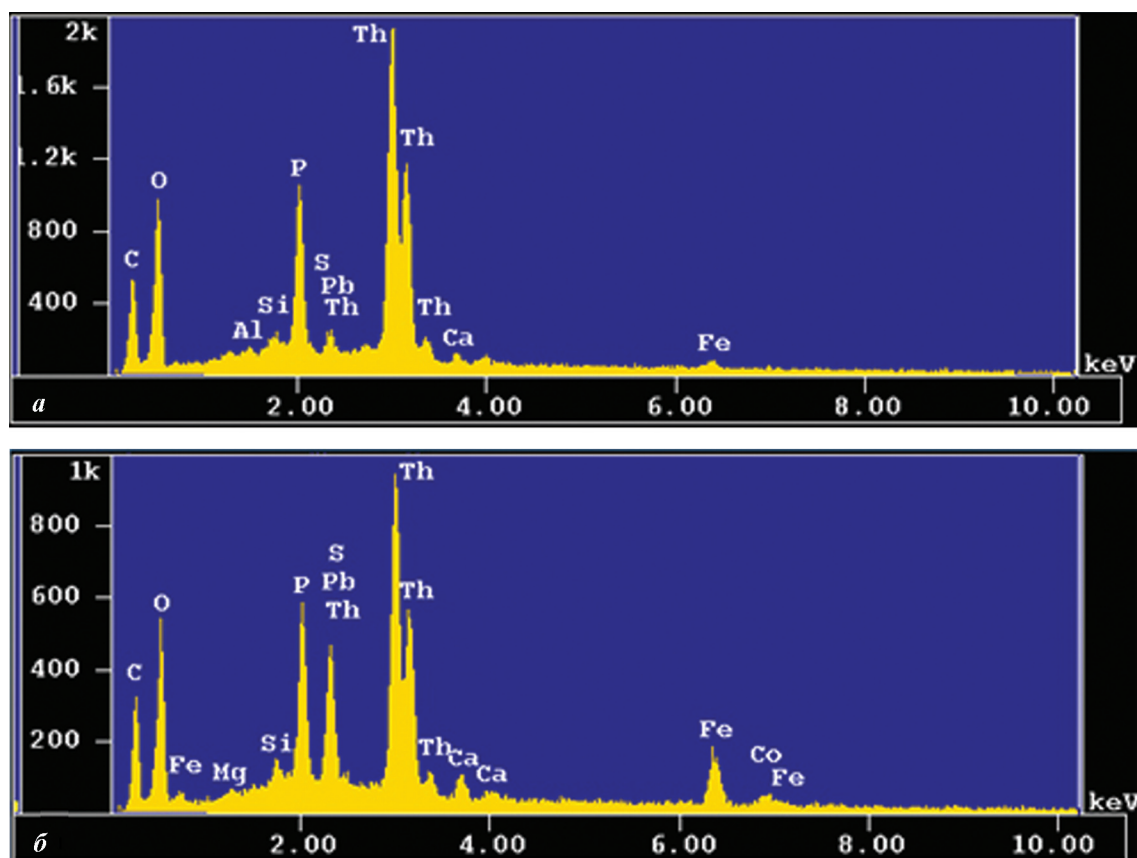


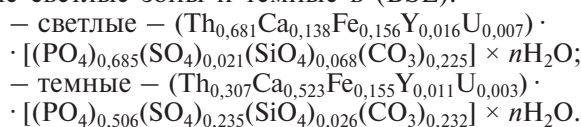
Рис. 5. Спектры ЭДС двух областей зерен фосфата тория

а – светлая зона с высоким содержанием тория (рис. 4, з); б – темная зона зерен (рис. 4, в) с высоким содержанием железа, кальция и серы. В обоих спектрах присутствует углерод комплекса $(\text{CO}_3)^{2-}$

возраст очень молодой — $52,7 \pm 6,1$ млн лет (это ранний палеоген E_1).

Обсуждение результатов. При сравнении химического состава новой ториевой фазы из двух областей находок обращает на себя внимание в первую очередь различный набор элементов-примесей. Так, зерно мезенского фосфата тория характеризуется весьма однородным составом, устойчивыми примесями оксидов урана, диспрозия, кремния и скандия с концентрациями около одного массового процента каждый, а также небольшой примесью иттрия (табл. 1). Собственно компонент $ThPO_4$ в изучаемой фазе составляет около 87–89 %, остальное приходится на уже определенные элементы-примеси около 3,3 % и, вероятно, еще не определенную инструментально воду в количестве до 8 %. Тогда формулу минеральной фазы можно записать $(Th_{0,930}U_{0,034}Dy_{0,014}Sc_{0,022}) \cdot [(P_{0,901}Si_{0,099})O_4] \times nH_2O$.

В двух зернах проявления Ичетью по сравнению с мезенским агрегатом выявлены заметные особенности и отличия химического состава. Они содержат значительно меньше тория (собственно компоненты $ThPO_4$ 67–80 мас. %), но зато присутствует высокое содержание других примесей Ca, Fe, S от 5,4 до 16 мас. %, здесь в 2–3 раза больше иттрия, но в 2–3 раза меньше урана (табл. 2). Оба зерна зональные с нестабильным составом. В BSE-изображениях и ЭДС-спектрах (рис. 4) наблюдаются светлые и темные области, которые контрастно отличаются составом по ЭДС-спектрам (рис. 5): светлые характеризуются более высоким содержанием тория, а в темных очень высоки концентрации оксидов кальция, железа и серы. Черные пятна (рис. 4, в, г) в ичетьюских зернах, судя по ЭДС-спектрам, обладают сложным составом: это водный сульфато-карбонат железа и кальция с очень низким содержанием тория. Имеются переходные зоны и разности с весьма нестабильным составом. Расчет на атомные количества показывает, что в составе фазы существует дефицит анионов, который мы дополнили карбонат-ионом $(CO_3)^-$. Две контрастные разности ичетьюской ториевой фазы можно представить двумя усредненными формулами: высокоториевые светлые зоны и темные в (BSE):



Конглобрекчиевый горизонт проявления Ичетью залегает в базальной части среднедевонских песчаников пижемской свиты (D_2pz) и возраст рентгеноаморфного фосфата тория совершенно не согласуется с оценками возраста по другим минералам-геохронометрам — циркону, рутилу и монациту [6; 8; 12]: так возраст зерен циркона в проявлении Ичетью — 3283–706 [6], рутила — 1980–1000 [12], куларита — 978 ± 31 и монацита — 518 ± 40 млн лет [8], что

свидетельствует о различных источниках поступления рудных минералов в парастерезис. Можно предположить, что рассчитанный возраст фосфата тория (ранний палеоген) — это время экзугмации первичного залегания конглобрекчиевого пласта Ичетью, ставшего доступным для минерализованных метеорных вод и их взаимодействия с неустойчивой радиоактивной фазой фосфата тория. А это привело к усложнению ее состава с обогащением поздней компонентой водным сульфато-карбонатом железа и кальция.

Выводы. В четырех проявлениях Среднего Тимана найдена новая рентгеноаморфная минеральная фаза с условным названием «фосфат тория», которая не может быть утверждена ММА (Международной минералогической ассоциацией) как новый минерал с собственным именем, поскольку не имеет дальнего порядка и собственной структуры. Новая ториевая фаза локализуется в различных обстановках, в разновозрастных породах и типах проявлений от магматических тел лампрофиров неопротерозойского возраста, коренных редкометалльных проявлений, до современных аллювиальных отложений. Составы фаз в разных проявлениях отличаются набором примесей и содержанием основной компоненты $ThPO_4$ в широких пределах 28–93 мол. %. Необходимо продолжить изучение диагностических признаков фосфата тория для расширения ареала ее находок. С фосфатом тория в проявлении Ичетью ассоциируется другой высокоториевый минерал — ториянит $(Th, U, Pb) O_2$, который также может быть потенциальным геохронометром.

1. Макеев А. Б., Андреичев В. Л., Брянчанинова Н. И. Возраст лампрофиров Среднего Тимана: первые Rb–Sr данные // Докл. РАН. — 2009. — Т. 426, № 1. — С. 94–97.
2. Макеев А. Б., Брянчанинова Н. И. Лампрофиров Тимана // Региональная геология и металлогения. — 2009. — № 37. — С. 51–73.
3. Макеев А. Б., Борисовский С. Е. Типоморфизм и источники титановых и ниобиевых минералов проявления Ичетью, Средний Тиман // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. — 2013. — № 2. — С. 30–37.
4. Макеев А. Б., Борисовский С. Е., Красоткина А. О. Химический состав и возраст монацита и куларита из титановых руд Пижемского и Ярегского месторождений (Средний и Южный Тиман) // Георесурсы. — 2020. — Т. 22, № 1. — С. 22–31. DOI: 10.18599/grs.2020.1.22-31
5. Макеев А. Б., Лебедев В. А., Брянчанинова Н. И. Магматиты Среднего Тимана. — Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2008. — 348 с.
6. Макеев А. Б., Красоткина А. О., Скублов С. Г. Новые данные о U–Pb возрасте и составе циркона (SHRIMP-II, SIMS) из полиминерального рудопоявления Ичетью (Средний Тиман) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. — Сыктывкар: Геопринт, 2017. — № 11. — С. 28–42.
7. Макеев А. Б., Магазина Л. О. Типоморфизм минералов переменного состава проявления Ичетью // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XVI Геолог. съезда

Республики Коми. — Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014. — Т. 2. — С. 323–325.

8. Макеев А. Б. Возраст монацита из полиминерального проявления Ичетью (CHIME и LA-ICP-MS методы) / А. Б. Макеев, С. Г. Скублов, А. О. Красоткина, С. Е. Борисовский, Т. Б. Томсен, С. Х. Серре // Записки РМО. — 2020. — Ч. CXLIX, № 1. — С. 76–95. DOI: 10.31857/S0869605520010086

9. Макеев Б. А. Минеральные ассоциации и индикаторы рудоносности Пижемского титанового и Ичетьюского алмазоносного месторождений Среднего Тимана: диссертация на соискание ученой степени канд. геол.-минерал. наук. — Казань: Казанский (Приволжский) федеральный ун-т, 2012. — 218 с.

10. Макеев Б. А., Макеев А. Б. Редкоземельные и стронциевые алюмофосфаты Вольско-Вымской гряды (Средний Тиман) // Записки Российского минералогического общества. — № 3. — 2010. — С. 95–102.

11. Макеев Б. А., Макеев А. Б. Колумбит проявления Ичетью и Ново-Бобровского месторождения (Средний Тиман) // Материалы III Всероссийской молодежной научной конференции «Минералы: строение, свойства, методы исследования». — Екатеринбург — Миасс: УрО РАН, 2011. — № 3. — С. 216–217.

12. Скублов С. Г. Первые данные о возрасте (U-Pb метод, TIMS, LA-ICP-MS) рутила из полиминерального рудопоявления Ичетью, Средний Тиман / С. Г. Скублов, А. О. Красоткина, А. Б. Макеев, И. Г. Ризванова, Э. Койман // Записки Горного института. — 2018. — Т. 232. — С. 357–363.

13. Suzuki K., Kato T. CHIME dating of monazite, xenotime, zircon and polycrase: Protocol, pitfalls and chemical criterion of possibly discordant age data // Gondwana Research. — 2008. — Vol. 14. — Pp. 569–586. — URL: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2008.01.005> (дата обращения: 15.05.2021)

1. Makeev A. B., Bryanchaninova N. I., Andreichev V. L. Age of lamprophyres of the Middle Timan: first Rb-Sr data. *Doklady Earth Sciences*, 2009, vol. 426, no. 1, pp. 94–97. (In Russian).

2. Makeev A. B., Bryanchaninova N. I. Lamprofiry Timana [Timan lamps]. *Regional Geology and Metallogeny*, 2009, no. 37, pp. 51–73. (In Russian).

3. Makeyev A. B., Borisovskiy S. E. Typomorphism and sources of titanium and niobium minerals of Ichet'u, Middle Timan. *Izvestiya vuzov. Gornyy zhurnal*, 2013, no. 2, pp. 30–37. (In Russian).

4. Makeyev A. B., Borisovskiy S. E., Krasotkina A. O. The chemical composition and age of monazite and kularite from titanium ore of Pizhenskoye and Yarega deposits (Middle and Southern Timan). *Georesources*, 2020, vol. 22, no. 1, pp. 22–31. DOI: 10.18599/grs.2020.1.22-31. (In Russian).

5. Makeev A. B., Lebedev V. A., Bryanchaninova N. I. Magmatity Srednego Timana [Magmatites of the Middle Timan]. Ekaterinburg, 2008, 348 p.

6. Makeev A. B., Krasotkina A. O., Skublov S. G. New data on U-Pb-age and geochemistry of zircon (Shrimp-II, SIMS) from Ichetu occurrence (Middle Timan). *Vestnik IG Komi SC UB RAS*. Syktyvkar: Geoprint, 2017, no. 11, pp. 28–42. (In Russian).

7. Makeev A. B., Magazina L. O. Tipomorfizm mineralov peremennogo sostava proyavleniya Ichet'yu [Typomorphism of minerals of variable composition of the Ichet'yu occurrence]. *Geologiya i mineral'nye resursy Evropeyskogo Severo-Vostoka Rossii: Materialy XVI Geologicheskogo s'ezda Respubliki Komi*. Syktyvkar, 2014, vol. 2, pp. 323–325. (In Russian).

8. Makeev A. B., Skublov S. G., Krasotkina A. O., Borisovskiy S. E., Tomsen T. B., Serre S. Kh. Vozrast monatsita iz polimineral'nogo proyavleniya Ichet'yu (CHIME i LA-ICP-MS metody) [Age of monazite from the Ichet'yu polymineral occurrence (CHIME and LA-ICP-MS methods)]. *Zapiski Rossiyskogo mineralogicheskogo obshchestva*, 2020, pt. CXLIX, no. 1, pp. 76–95. (In Russian). DOI: 10.31857/S0869605520010086

9. Makeev B. A. Mineral'nye assotsiatsii i indikatory rudosnosti Pizhenskogo titanovogo i Ichet'yuskogo almazonosnogo mestorozhdeniy Srednego Timana: Dissertatsiya na soiskanie uchenoy stepeni kand. geol.-migneral. Nauk [Mineral associations and indicators of ore content of the Pizhensky titanium and Ichetyusky diamondiferous deposits of the Middle Timan: Dissertation for the degree of candidate of geological and migralogical sciences]. Kazan', 2012, 218 p.

10. Makeev B. A., Makeev A. B. Rare earth and strontium aluminophosphates from the Vol-Vym Ridge of the Middle Timan. *Zapiski Rossiyskogo mineralogicheskogo obshchestva*, 2010, no. 3, pp. 95–102. (In Russian).

11. Makeev B. A., Makeev A. B. Kolumbit proyavleniya Ichet'yu i Novo-Bobrovskogo mestorozhdeniya (Sredniy Timan) [Columbite occurrence of Ichet'yu and Novo-Bobrovskoe deposits (Middle Timan)]. *Materialy III Vserossiyskoy molodezhnoy nauchnoy konferentsii «Mineraly: stroenie, svoystva, metody issledovaniya»*. Ekaterinburg-Miass, 2011, pp. 216–217. (In Russian).

12. Skublov S. G., Krasotkina A. O., Makeev A. B., Rizvanova I. G., Koyman E. Pervye dannye o vozraste (U-Pb metod, TIMS, LA-ICP-MS) рутила из полиминерального рудопоявления Ичетью, Средний Тиман [First data on age (U-Pb method, TIMS, LA-ICP-MS) of rutile from polymineral ore occurrences Ichet'yu, Middle Timan]. *Journal of Mining Institute*, 2018, vol. 232, pp. 357–363. (In Russian).

13. Suzuki K., Kato T. CHIME dating of monazite, xenotime, zircon and polycrase: Protocol, pitfalls and chemical criterion of possibly discordant age data. *Gondwana Research*, 2008, vol. 14, pp. 569–586, available at: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2008.01.005> (accessed 15 May 2021).

Макеев Александр Борисович — доктор геол.-минерал. наук, профессор, вед. науч. сотрудник лаборатории геологии рудных месторождений, ИГЕМ РАН ¹. <abmakeev@igem.ru>

Макеев Борис Александрович — канд. геол.-минерал. наук, науч. сотрудник лаборатории минералогии, ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН ². <makboris@geo.komi.sc>

Борисовский Сергей Евгеньевич — канд. геол.-минерал. наук, ст. науч. сотрудник лаборатории анализа минерального вещества, ИГЕМ РАН ¹.

Makeev Aleksandr Borisovich — Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, Professor, Laboratory of Ore Deposits Geology, Igem RAN ¹. <abmakeev@igem.ru>

Makeev Boris Aleksandrovich — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Researcher, FTC Institute of Geology Komi SC UB RAS ². <makboris@geo.komi.sc>

Borisovskiy Sergey Evgen'evich — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Researcher, Laboratory of the Analysis of Minerals, Igem RAN ¹.

- ¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН. Старомонетный пер., 35, Москва, Россия, 119017.
Institute of Ore Geology, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences. 35 Staromonetnyy per., Moscow, Russia, 119017.
- ² Институт геологии им. академика Н. П. Юшкина Федерального исследовательского центра «Коми научный центр Уральского отделения Российской академии наук» (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН). Первомайская ул., 54, Сыктывкар, Россия, 167982.
Institute of Geology of the Komi National Center of the Ural Branch of the RAS (FTC Institute of Geology Komi SC UB RAS). 54 Pervomayskaya ul., Syktyvkar, Russia, 167982.

Евгений Аркадьевич КИСЕЛЁВ



5 сентября 2021 г. исполнилось 60 лет Евгению Аркадьевичу Киселёву — заместителю министра природных ресурсов и экологии Российской Федерации — руководителю Федерального агентства по недропользованию (2016–2021), организатору региональных геологических и геолого-геофизических работ на территории Российской Федерации и ее континентальном шельфе.

Е. А. Киселёв родился в Белгороде. В 1983 г. окончил Свердловский горный институт им. В. В. Вахрушева (ныне — Уральский государственный горный университет) по специальности «горный инженер-геолог». После окончания института работал инженером-геологом Уральской геологосъемочной экспедиции Министерства геологии РСФСР. В 1985–2000 г. — старший геолог, геолог 2-й категории, начальник Горно-Алтайской поисково-съемочной экспедиции.

Непростая жизнь в сложных геологических условиях переходного периода не раз приводила Евгения Аркадьевича к нестандартным решениям. Одно из них — наиболее удачное — организация поисков и разведки не только коренного, но и россыпного золота, причем как в Алтайском крае и Республике Алтай, так и в прилегающих к границе с Россией районах Монгольского Алтая.

В 2000–2012 гг. он занимает должность заместителя генерального директора по геолого-разведочным работам Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ).

Бесценный опыт непосредственного полевого картирования и составления геологических карт помог Евгению Аркадьевичу в этой должности возглавить региональную деятельность

в масштабах страны. Более 10 лет он курировал во ВСЕГЕИ региональные геолого-геофизические и геологосъемочные работы по объектам сводного и обзорного картографирования масштабов 1 : 2 500 000 — 1 : 5 000 000, стоял у истоков программы по созданию комплектов государственных геологических карт масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения и ГИС-Атласа «Недра России» в качестве информационной системы управления фондом недр.

Подготовленные в 2003 г. при непосредственном участии Е. А. Киселёва рекомендации по потенциально рудному полю Малмыж обеспечили высокий уровень прогнозно-поисковой эффективности современных региональных геологосъемочных работ масштаба 1 : 1 000 000. Эти рекомендации стали эффективным инструментом прогноза нетрадиционного для страны золото-медно-порфирового геолого-промышленного типа месторождений. В результате было открыто месторождение Малмыж, более 40 новых перспективных участков недр на золото-медно-порфировое оруденение малмыжского типа обосновано на территории Дальнего Востока Российской Федерации.

Под началом и при личном участии Евгения Аркадьевича родилось и уже насчитывает почти два десятка лет новое направление — создание сводных и обзорных цифровых геологических карт. Е. А. Киселёв был активным участником ряда международных проектов по составлению карт геологического содержания крупнейших регионов мира: территории стран СНГ, Центральной Евразии, Арктики. Фамилия Kiselev (именно так, с двумя «s») широко известна в геологических кругах Китая, Монголии, Республики Корея, а также Казахстана и Средней Азии.

В 2012–2015 гг. Е. А. Киселёв — заместитель руководителя Федерального агентства по недропользованию (Роснедра). С 9 сентября 2015 г. занимал должность временно исполняющего обязанности руководителя Роснедр, с 13 января 2016 г. по 25 июня 2021 г. — заместителя министра природных ресурсов и экологии Российской Федерации — руководителя Федерального агентства по недропользованию.

Евгений Аркадьевич являлся одним из разработчиков государственной программы Российской Федерации «Воспроизводство и использование природных ресурсов» и ряда стратегических документов, реализации которых он посвятил более 10 лет.

Он много сделал для развития государственно-частного партнерства в области геологического изучения недр и открытия геологической информации широкому кругу пользователей.

Е. А. Киселёв — главный редактор журнала «Разведка и охрана недр», действительный

государственный советник Российской Федерации 3-го класса (2014), обладает почетным званием «Заслуженный геолог Российской Федерации» (2007), лауреат премии Правительства Российской Федерации в области науки и техники за создание Государственной геологической карты Российской Федерации (2011), первооткрыватель месторождения золота Малмыж в Хабаровском крае (2019).

Выполняя региональные и поисковые работы в различных регионах России, геологи ВСЕГЕИ и других геологических предприятий и организаций всегда находили у него профессиональную поддержку и помощь.

Коллектив ВСЕГЕИ и редколлегия журнала «Региональная геология и металлогения» от всей души поздравляют Евгения Аркадьевича с юбилеем и желают ему крепкого здоровья, неослабевающей энергии и благополучия!

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Порядок направления, рецензирования и опубликования статей

Редакция в своей деятельности руководствуется правилами издательской этики и предотвращения недобросовестной практики публикаций. Перед отправкой рукописи в редакцию автору необходимо ознакомиться с условиями опубликования статьи в журнале, в том числе с данными Правилами для авторов и Этическими принципами научных публикаций, размещенными на сайте журнала.

Статьи должны соответствовать профилю журнала. К рукописи статьи прилагаются сопроводительное письмо организации, отзыв и акт экспертизы (для русскоязычных статей) о возможности публикации в открытой печати. Положительный отзыв (рецензия) не является основанием для публикации статьи.

Редакция осуществляет рецензирование всех поступивших материалов с целью их экспертной оценки. Окончательное решение принимает редколлегия, опираясь на результаты независимого рецензирования. Рецензии хранятся в редакции журнала в течение 5 лет. При поступлении запроса редакция направляет копию рецензии в Министерство образования и науки РФ.

Статьи, требующие доработки, высылаются авторам. Если статья не принимается редколлгией к публикации, редакция журнала направляет авторам мотивированный отказ. Оригиналы статей не возвращаются.

Статьи от зарубежных авторов принимаются и публикуются на английском языке. Фамилия, имя, название статьи, аннотация, ключевые слова, список литературы должны быть представлены на двух языках — английском и русском.

Статья должна быть подписана автором (соавторами) перед списком литературы.

К статье обязательно прилагаются сведения обо всех авторах на русском и английском языках: фамилия, имя, отчество полностью, ученая степень, ученое звание, должность, полное название организации, ее почтовый адрес, e-mail автора.

Плата за публикацию с авторов (в том числе аспирантов и соискателей) не взимается. Гонорары не выплачиваются.

При подготовке статей редакция просит руководство-ваться следующими правилами:

1. Статья (с индексом УДК) должна быть представлена на электронном носителе (CD, эл. почта, сеть) в формате Microsoft Word с обязательным приложением распечатки в одном экземпляре на бумаге формата A4. Распечатка должна полностью соответствовать электронной версии. Шрифт текста Times New Roman, размер 12 пт, межстрочный интервал 1,5, абзацный отступ 1,25 см, форматирование по ширине, все поля по 20 мм. Страницы статьи должны быть пронумерованы.

Сложные формулы или отсутствующие в шрифте Times символы следует вносить вручную. Для набора математических формул и химических символов рекомендуется использовать Equation 3.0.

2. Рекомендуемый объем статьи 1 печ. лист, включая таблицы и графику. Один печатный лист текста равен 40 тыс. знаков (с пробелами). Печатный лист графических материалов равен 3000 см².

3. К статье обязательно прилагаются аннотация (не более 10 строк) и ключевые слова (не более 5–7 слов) на русском и английском языках.

4. Каждая таблица обязательно должна иметь название, слова в названиях таблиц не сокращаются. Вся

таблица набирается шрифтом Times New Roman (размер 9 пт, через один интервал). Максимальный размер таблиц не должен превышать размера журнальной полосы — 16 × 25 см. Однотипные таблицы строятся одинаково.

5. Размеры оригиналов рисунков не должны превышать размера полосы журнала (16 × 25 см). Каждый рисунок дается в отдельном файле (не вложен в Word!) без компрессии (сжатия) в форматах *.cdr (графический редактор Corel Draw до 15-й версии), *.eps (Encapsulated Post Script) и *.tif (Tagged Image File Format). Диаграммы должны быть отрисованы в графической программе, но не в Microsoft Office. Фотографии должны быть с разрешением не менее 300 пикс/дюйм. Размеры букв и цифр на рисунках должны быть не менее 2 мм, толщина линий не менее 0,2 мм.

Цветные графические материалы должны быть ориентированы на четырехкрасочную печать. Использование красок типа PANTON не разрешается. При подготовке рисунков в любой программе черный цвет шрифта и линий задавать как 100 % Black.

Специальные шрифты на рисунках должны быть переведены в кривые.

6. Вклейки (таблицы и рисунки больших размеров) редакция не принимает.

7. Таблицы и рисунки в текст не заверстываются и представляются отдельными файлами, распечатка производится на отдельных страницах. Все подписанные подписи собираются в отдельный текстовый файл. Рисунки (схемы) и таблицы должны иметь сквозную нумерацию.

8. Список пристатейной литературы составляется в алфавитном порядке и нумеруется. Публикации отечественных авторов в иностранной печати приводятся в списке иностранных работ. Ссылка на источник литературы в тексте — порядковый номер в квадратных скобках.

Не допускаются ссылки на неопубликованные работы (отчеты, авторефераты, диссертации и пр.), учебники. Ссылка на электронный источник оформляется как полнотекстовая ссылка с примечанием в скобках даты просмотра. Пример: (дата обращения: 28.07.2017).

Список оформляется в соответствии с ГОСТ Р 7.05–2008 «Библиографическая ссылка».

Список литературы должен быть представлен на двух языках — русском и латинице (романский алфавит).

Внимание! В романском написании обязательно приводятся в ссылке: на книгу — транслитерация названия и в квадратных скобках его перевод; на статью из журнала — транслитерация названия журнала и перевод заголовка статьи; на статью из сборника — перевод названия статьи и сборника.

Сайт для транслитерации — <https://translit.ru/ru/bgn/>.

9. При написании статей просим авторов использовать термины и понятия в значениях, зафиксированных в следующих изданиях:

Толковый словарь английских геологических терминов. Перевод с английского / под ред. Н. В. Мержеловского. — М.: Геокарт, 2002.

Российский металлогенический словарь / под ред. А. И. Кривцова. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003.

Геологический словарь. 3-е издание. В трех томах / гл. ред. О. В. Петров. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2017.

Адрес редакции: 199106, Санкт-Петербург, Средний пр., д. 74

Журнал «Региональная геология и металлогения»

Телефон редакции: 328-90-90 (доб. 23-23, 24-24)

E-mail: izdatel@vsegei.ru

