

26. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ И МАНТИИ ЗЕМЛИ: ТЕКТОНИКА, МАГМАТИЗМ, ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Программа 26.1. Глубинная геодинамика на основе геолого-геофизических, петролого-геохимических данных и теплофизического моделирования
(Координатор академик Н. Л. Добрецов)

Учеными Института геологии ОИГГМ на основе сравнения палеомагнитных данных по разновозрастным позднепротерозойским комплексам Сибирского и Северо-Американского кратонов проведено прямое тестирование геологических моделей, связанных с реконструкцией неопротерозойского суперконтинента Родиния. Предложен новый вариант траектории кажущегося перемещения палеомагнитного полюса (ТКДП) для позднего докембрия

Сибири, существенно отличный от опубликованного ранее [Smethrust et al., 1998], в котором этот интервал является простой интерполяцией, не подтвержденной реальными данными. Важным элементом в построенном тренде КДП Сибири является характерная неопротерозойская петля. Такую же форму имеет соответствующий интервал ТКДП Лаврентии (рис. 1). Это позволяет говорить о едином стиле перемещений указанных кратонов в неопро-

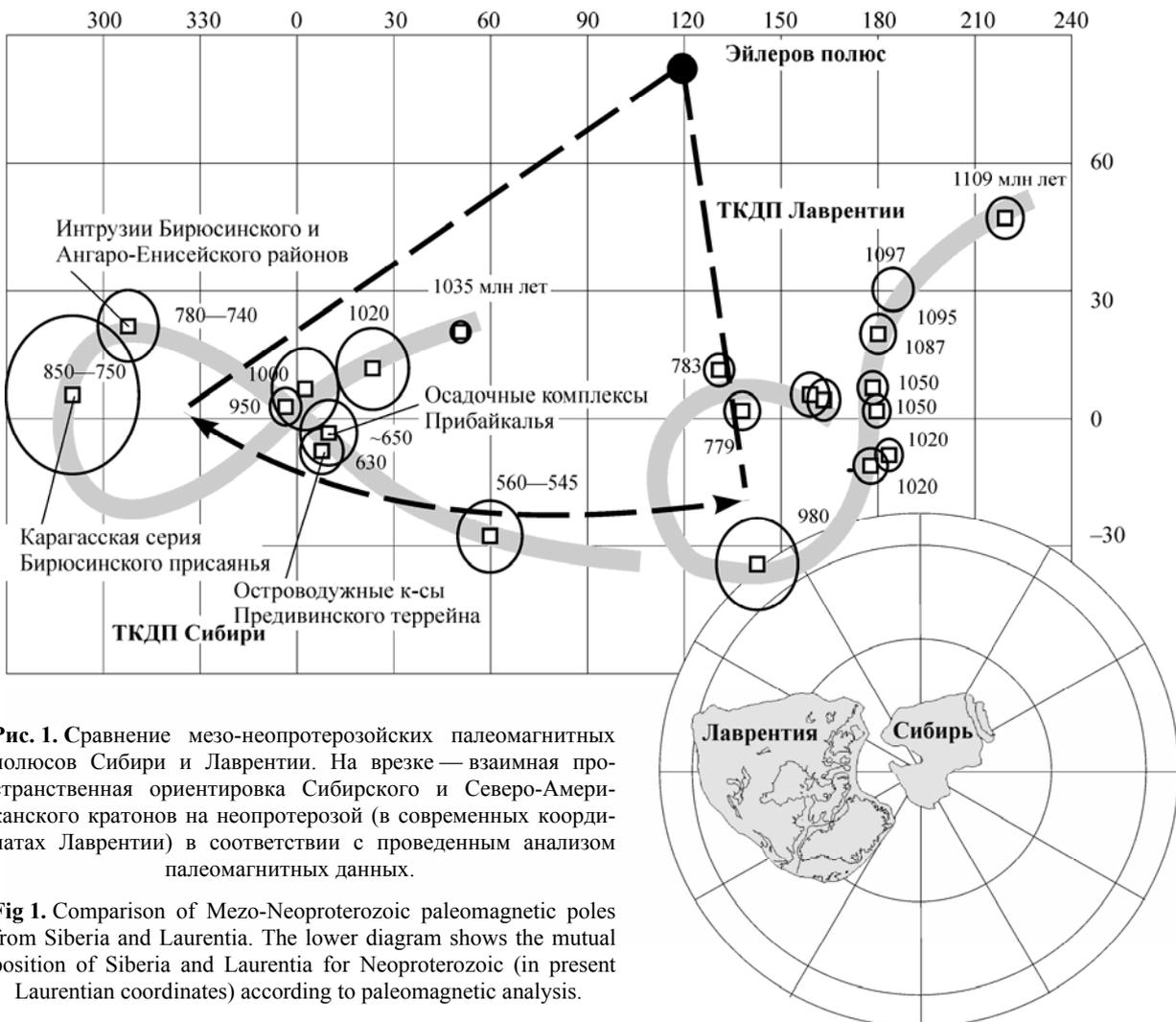


Рис. 1. Сравнение мезо-неопротерозойских палеомагнитных полюсов Сибири и Лаврентии. На врезке — взаимная пространственная ориентировка Сибирского и Северо-Американского кратонов на неопротерозой (в современных координатах Лаврентии) в соответствии с проведенным анализом палеомагнитных данных.

Fig 1. Comparison of Mezo-Neoproterozoic paleomagnetic poles from Siberia and Laurentia. The lower diagram shows the mutual position of Siberia and Laurentia for Neoproterozoic (in present Laurentian coordinates) according to paleomagnetic analysis.

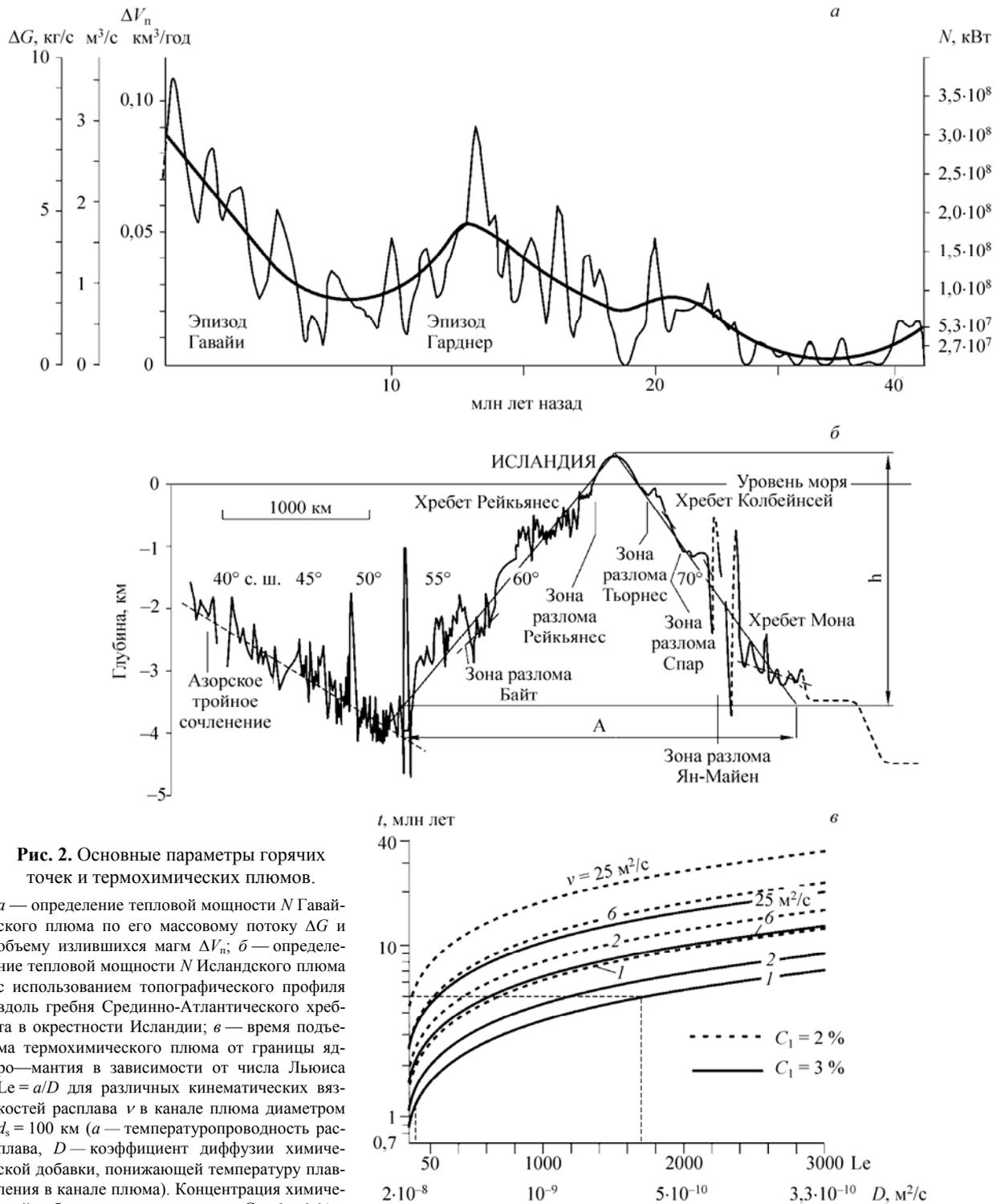


Рис. 2. Основные параметры горячих точек и термохимических плюмов.

а — определение тепловой мощности N Гавайского плюма по его массовому потоку ΔG и объему излившихся магм ΔV_n ; *б* — определение тепловой мощности N Исландского плюма с использованием топографического профиля вдоль гребня Срединно-Атлантического хребта в окрестности Исландии; *в* — время подъема термохимического плюма от границы ядро—мантия в зависимости от числа Льюиса $Le = a/D$ для различных кинематических вязкостей расплава ν в канале плюма диаметром $d_s = 100$ км (a — температуропроводность расплава, D — коэффициент диффузии химической добавки, понижающей температуру плавления в канале плюма). Концентрация химической добавки на подошве плюма $C_1 = 2$ и 3 %.

Fig. 2. Main parameters of hot spots and thermochemical plumes.

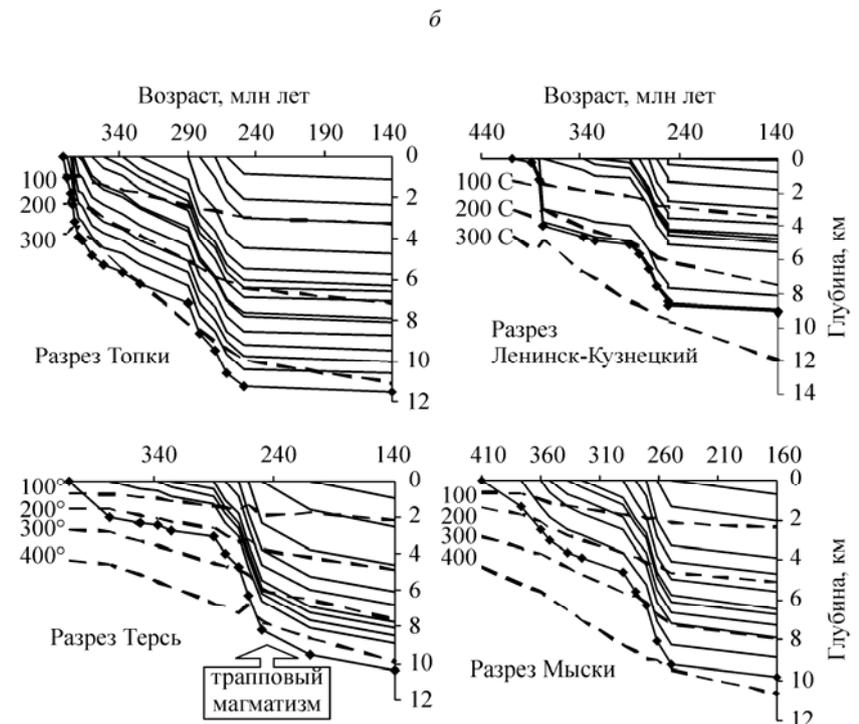
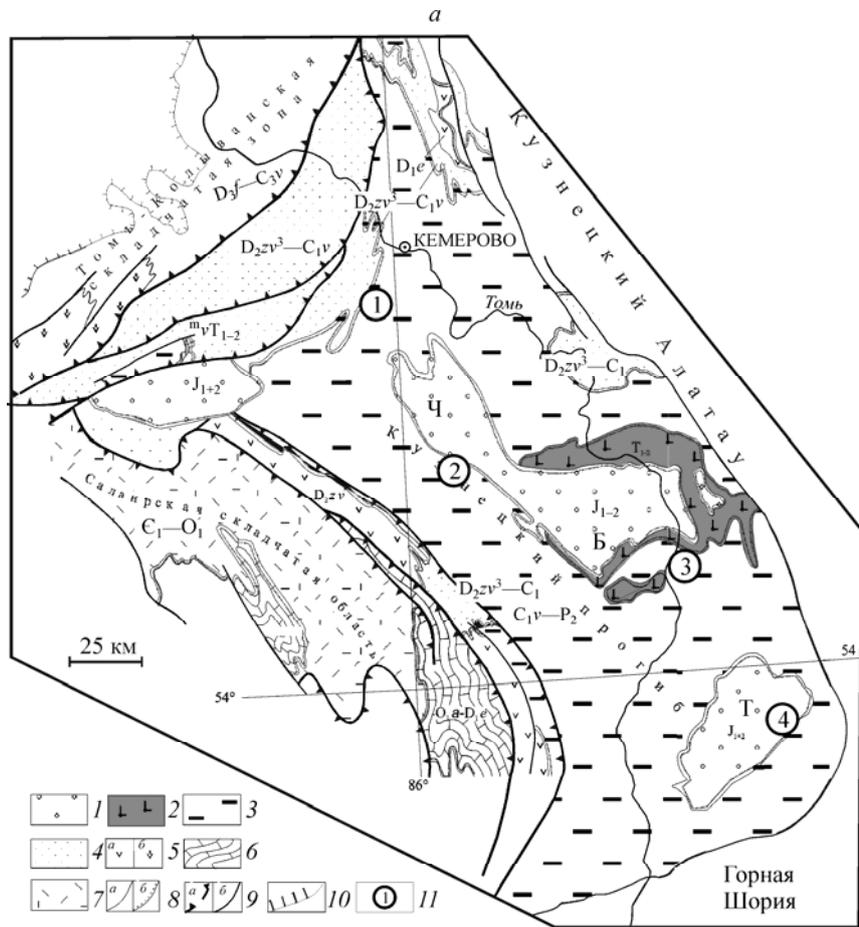
a — estimation of the heat power of the Hawaiian plume using the mass flux ΔG and the volume of igneous rocks ΔV_n ; *б* — estimation of the heat power of the Icelandic plume using the topographic profile along the Mid-Oceanic Ridge axis through Iceland-Azores area; *в* — the time necessary for the plume to rise from the core-mantle boundary is plotted against the Lewis number $Le = a/D$ for different kinematic viscosities of melt ν in the plume of diameter 100 km (a is the thermal diffusivity of melt, D the diffusion coefficient of a chemical dope, which lowers the melting temperature in the plume channel). The concentration of a chemical dope at the plume base C_1 is equal to 2 % and 3 %.

Рис. 3. Геологическая схема Кузнецкого осадочного бассейна (а) и реконструированные кривые погружения осадков (сплошные линии) и кривые изменения палеотемператур (пунктирные линии) (б).

1 — мезозойские впадины (Ч — Чусовитинская, Б — Бунгарапская, Т — Тутуясская), 2 — трапповый трахибазальтовый комплекс, 3 — позднепалеозойские карбонатные, 4 — терригенно-карбонатные толщи, 5 — вулканиты известково-щелочной и субщелочной серий, 6 — терригенно-карбонатные осадки шельфа, 7 — вулканиты толеитовой и известково-щелочной серий, отложения шельфа C_1-O_1 , 8 — геологические границы (а — согласные, б — несогласные), 9 — разломы (а — надвиги, б — сдвиги), 10 — границы мезокайнозойских депрессий, 11 — номера точек модельных палеореконовструкций (1 — Топки, 2 — Ленинск-Кузнецкий, 3 — Терсь, 4 — Мыски. Сплошная жирная линия на б соответствует кривой погружения фундамента бассейна.

Fig. 3. a — Schematic map of the Kuznetsk sedimentary basin. б — Reconstructed curves of subsidence (solid lines) and curves of paleotemperature evolution (dashed lines).

1 — Mesozoic depressions: Ч — Chusovitino, Б — Bungarap, Т — Tutuyas; 2 — trap trachybasalt complex, 3 — Upper Paleozoic carboniferous deposits, 4 — carboniferous-terrigenic sediments, 5 — volcanites calc-alkaline and subalkaline series, 6 — terrigenous-carboniferous shelf sediments, 7 — volcanites, cambrian-ordovician slope facies, 8 — geological boundaries (a) discordant boundaries of stratigraphic divisions (б); 9 — thrusts (a), shears (б); 10 — boundaries of Mesozoic-Cenozoic depressions, 11 — areas to be modeled: 1 — Topki, 2 — Leninsk-Kuznetsk, 3 — Ters', 4 — Myski. Thick solid line on б corresponds to the curve of subsidence of basin's basement.



терозое и провести тестирование имеющихся моделей, связанных с реконструкцией положения Сибирского кратона и Лаврентии в составе Родинии на соответствие палеомагнитным данным. Совмещение траекторий КДП достигается эйлеровым поворотом, который предполагает, что Сибирский кратон в неопротерозое был ориентирован своей южной (в современных координатах) окраиной к канадской окраине Северной Америки.

В Институте минералогии и петрографии ОИГГМ проведены оценки основных параметров термохимических мантийных плюмов (рис. 2). Выделены три типа плюмов: а) расположенные в океанических и континентальных областях вдали от зон спрединга (Гавайский плюм); б) находящиеся на оси срединно-океанического хребта (Исландский плюм); в) расположенные вблизи оси хребта (плюм Буве).

С учетом геолого-геофизических данных получены оценки расхода расплава, изливающегося на поверхность, и на основе величин расхода расплава — оценки тепловой мощности источников мантийных плюмов, формирующихся на границе ядро—мантия. Тепловая мощность источников для плюмов Буве, Гавайского и Исландского равна соответственно $1,57 \cdot 10^7$, $3,02 \cdot 10^8$ и $3,78 \cdot 10^8$ кВт.

Для плюмов, имеющих тепловую мощность $N = (3,0—3,8) \cdot 10^8$ кВт и время их подъема $t = 1—5$ млн лет, определены наиболее вероятные значения вязкости расплава в канале плюма и числа Льюиса для химической добав-

ки, понижающей температуру плавления на границе ядро—мантия, концентрации добавки, перепады температуры, время и скорость подъема для диаметров источника плюма $d_s = 70$ и 100 км.

В Институте минералогии и петрографии ОИГГМ на основе анализа кривых погружения (рис. 3, б) и имеющихся сейсмических данных о рельефе поверхности Мохо и фундаменте бассейна реконструирован сценарий развития Кузнецкого бассейна (рис. 3, а). Первый из этапов быстрого погружения происходил в среднем—верхнем девоне в период 380—370 млн лет. Величина коэффициента растяжения коры на этом этапе оценивается в 1,4—1,6, всей литосферы — 2,1—2,6 раза при достижении максимальных температур в основании бассейна не менее 300°C и скорости осадконакопления 350—550 м/млн лет. Затем последовал период постепенного охлаждения и медленного опускания основания впадины вследствие тепловой контракции.

Второй этап резкого погружения, зафиксированный на интервале 280—250 млн лет, характеризовался величиной растяжения коры 1,2—1,6 и литосферы в целом в 1,4—2,6 раза при скорости осадконакопления около 100—200 м/млн лет. Второй этап погружения наиболее сильно отразился в эволюции термического режима центральной части бассейна. Максимальные температуры в центре бассейна (разрез Терсь на рис. 3, б) составили более 400°C . В Центральном Кузбассе растяжение закончилось изливаниями траппов (см. рис. 3, а).

Программа 26.2. Геодинамическая эволюция литосферы Северной Азии: тектоника, магматизм, метаморфизм, геохимия и металлогения основных этапов
(Координаторы член-корреспондент РАН Е. В. Складов, член-корреспондент РАН И. В. Гордиенко)

В Институте земной коры разработана качественная модель зонального метаморфизма в зонах глубинных надвигов на примере Шутхулайского метаморфического комплекса (Юго-Восточный Саян), характеризующегося пространственным совмещением областей с различными параметрами метаморфизма, не характерными для классической метаморфической зональности: область повышенных давлений (6,2—8,5 кбар) при более низких температурах и низких давлений (3,5—4,2 кбар) при

более высоких температурах. На начальном этапе эволюции комплекса происходило надвигание «горячих» пород глубинных уровней на располагающиеся гипсометрически выше «холодные» отложения, что вызвало увеличение литостатического давления и прогрев отложений «холодной» пластины вблизи зоны контакта двух пластин. Такие условия привели к прогрессивному метаморфизму пород нижней пластины (рис. 4). Резкое утолщение коры в результате надвигообразования привело к

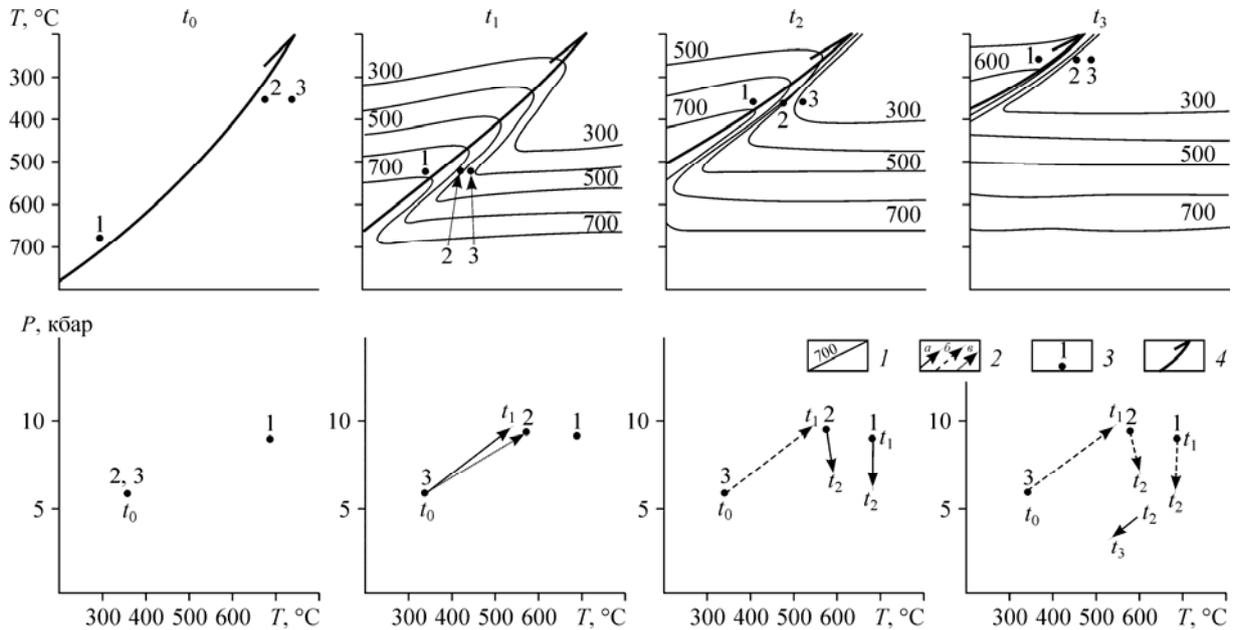


Рис. 4. Эволюция метаморфизма Шутхулайского метаморфического комплекса.

1 — изотермы; 2 — тренды метаморфизма (*a* — определенные по минеральным парегенезисам для данного временного интервала, *b* — характерные для данного временного интервала, но затухеванные более поздними процессами, *в* — законсервированные на данном временном интервале); 3 — рассматриваемые объекты (1 — верхняя пластина (зона I), 2, 3 — область перехода: 2 — зона II, 3 — зона III); 4 — зона надвига. t_0, t_1, t_2, t_3 — временные этапы эволюции метаморфизма Шутхулайского метаморфического комплекса.

Fig. 4. Evolution of metamorphism of the Shutkhulai metamorphic complex.

1 — isotherms; 2 — metamorphic trends (*a* — determined from mineral paragenesis for a given time interval, *b* — typical of a given time interval but masked by later processes, *в* — preserved at a given time interval); 3 — objects under study (1 — upper plate (Zone I), 2 and 3 — transition zone: 2 — Zone II, 3 — Zone III); 4 — thrust zone. t_0, t_1, t_2, t_3 — time stages of evolution of the Shutkhulai metamorphic complex.

общему воздыманию территории и «расползанию» утолщенного орогена, обусловившего удаление перекрывающих комплексов и снижение давления в рассматриваемых слоях. При снятии нагрузки произошло падение давления в верхней пластине и ближайшей к ней области зоны перехода. Сохранение инвертированных метаморфических изоград обусловлено высокой скоростью тектонических и метаморфических процессов, при которой не произошло резквилибрации геотермальных градиентов.

Сотрудниками Геологического института и Института геологии ОИГГМ обнаружены новые типы нетрадиционного платинометаллического оруденения в сульфидных рудах золоторудных месторождений и в колчеданных рудах черных сланцев (R—V), связанных с офиолитовыми комплексами в пределах Саяно-Байкальской складчатой области (рис. 5). Высокие содержания платины установлены в халькопирит-пирротиновых (15—17 г/т), кварц-сульфидных (8—11 г/т) рудах Таинского золоторудного месторождения и в сульфидных рудах (3—34 г/т) Каменного золотосеребряного эпитермального месторождения. Мак-

симальные содержания Pt (до 48,1 г/т) выявлены в халькопирит-пирротиновых и пирротин-пиритовых рудах, локализующихся в углеродистых отложениях ильчирской толщи (Вост. Саян). Месторождения тесно связаны с офиолитовыми поясами (Ильчирским и Муйским). Собственных минеральных фаз платины не обнаружено, предполагается ее нахождение в тонкодисперсной форме в сульфидах.

Сотрудниками Геологического института установлено, что основу структурно-вещественного комплекса Еравнинской энсиалической островной дуги Удино-Витимской зоны составляют мощные шлейфы вулканокластитов среднего и смешанного составов, а также крупные постройки, сложенные кислыми и средними вулканитами (рис. 6). При этом шлейфы вулканокластитов четко расчленяются на две зоны вулканизма и седиментации: ближнюю (проксимальную), сложенную в основном псефитовыми и смешанными псефитопсаммитовыми тефротурбидитами среднего состава, и дальнюю (дистальную), сложенную сериями мелких конусов средних и смешанных тефротурбидитов, терригенно-вулканогенными

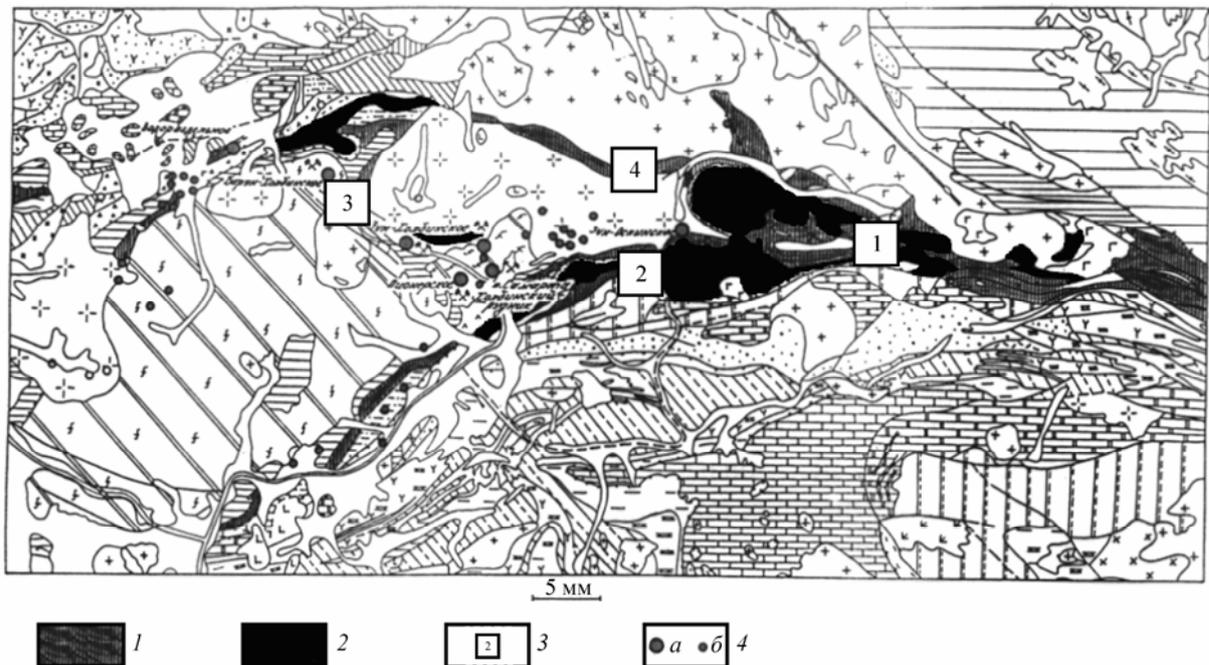


Рис. 5. Схема геологического строения и золотоносности юго-восточной части Восточного Саяна. 1 — ильчирская толща; 2 — гипербазиты; 3 — участки распространения платиноносных колчеданных (пирит-пирротин-халькопиритовых) руд: 1 — Тайнское месторождение, 2 — Барунгольское проявление, 3 — проявление Медное, 4 — Ольгинская зона; 4 — золоторудные месторождения (а) и рудопроявления (б).

Fig. 5. Scheme of geological structure and gold-bearing in south-eastern part of East Sayan: 1 — Ilchir strata; 2 — ultrabasites; 3 — areas of Pt-bearing pyrites (pyrite-pyrhotite-chalcopyrite) ore distribution (1) Tain deposit; (2) Barungol occurrence; (3) Copper occurrence; (4) Olginskaya zone; 4 — gold deposits (a) and ore occurrences (b).

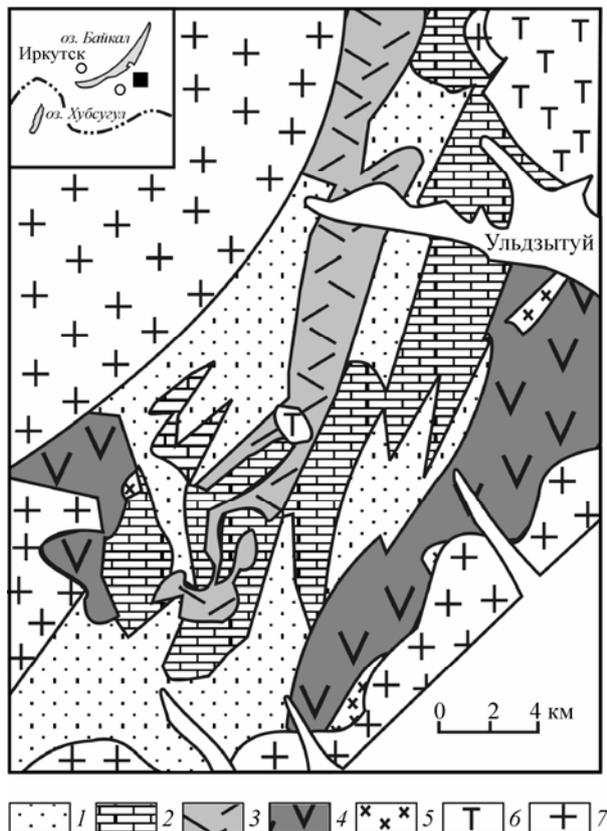


Рис. 6. Геодинамическая схема Озернинского рудного узла.

1—5 — островодужный структурно-вещественный комплекс (PZ₁): 1, 2 — шлейфы вулканокластитов (1 — проксимальные ближней зоны вулканизма (псефитопсаммитовые тейфротурбидиты среднего, реже смешанного состава), 2 — дистальные дальней зоны вулканизма (вулканомиктовые песчаники, алевролиты, прослои туфов и туффитов, линзы известняков)); 3, 4 — субвулканы, вулканические постройки (3 — кислые вулканиты (автомагматические брекчии, эффузивы), 4 — средние вулканиты (гипабиссальные вулканиты, эффузивы, лавы, реже туфы)); 5 — интрузивы (кварцевые диориты, тоналиты, реже роговообманковые габбро); 6, 7 — коллизионные и постколлизионные субвулканические комплексы: 6 — субвулканический комплекс (PZ₂); 7 — граносиенит-лейкогранитный комплекс (PZ₂).

Fig. 6. Geodynamical scheme of Ozeornin ore knot:

1—5 — island arc structural and matter complex (SMC) (PZ₁): 1, 2 — trains of volcanoclastites ((1) proximal ones of volcanism proximal zone (psephite-psammite tephroturbidites of middle and more rarely mixed compositions); (2) distal ones of volcanism distal zone (volcanomictite sandstones, siltstones, interlayers of tuffs and tuffites, lenses of limestones); 3, 4 — subvolcanoes, volcanic structures ((3) acid volcanites (automagmatic breccias, effusives); (4) middle volcanites (hypabyssal volcanites, effusives, lavas, more rarely tuffs)); 5 — intrusives (quartz diorites, tonalities/more rarely hornfels gabbro); 6, 7 — collisional and postcollisional SMC ((6) subvolcanic complex (PZ₂); (7) granosyenite-leucogranite complex (PZ₂)).

отложениями с линзами карбонатных пород. Эти линзы сложены обломочными известняками заполнения крупных промоин и западин рельефа с включениями редких мелких археоциатово-водорослевых иловых куполов. Набор фаций во фрагментах карбонатных построек

крайне ограничен и представлен почти исключительно поясом экологического рифа и обломочного шлейфа (таллуса), что свидетельствует о крайней узости карбонатных шельфов и редукции целого ряда фациальных поясов.

Программа 26.3. Минералообразование, флюидный режим и динамика рудно-магматических систем в земной коре и верхней мантии, факторы их металлогенической специализации и рудопродуктивности, генезис алмаза

(Координаторы академик Н. В. Соболев, академик Ф. А. Летников)

В пределах Кокчетавского массива (Северный Казахстан) учеными Института минералогии и петрографии ОИГГМ выявлено новое проявление алмазоносных метаморфических пород сверхвысоких давлений. Обнаружены многочисленные включения коэсита и алмаза, преимущественно в кристаллах циркона и граната (рис. 7), а также в кианите. Определен U—Pb-методом (по цирконам) возраст

мигматитов (520 млн лет), фиксирующих заключительный этап эксгумации алмазоносных пород. Открыт и утвержден Международной минералогической ассоциацией новый минерал — кокчетавит, представляющий собой гексагональную модификацию калиевого полевого шпата.

Сотрудниками Института земной коры при изучении кремнщелочных метасоматитов в

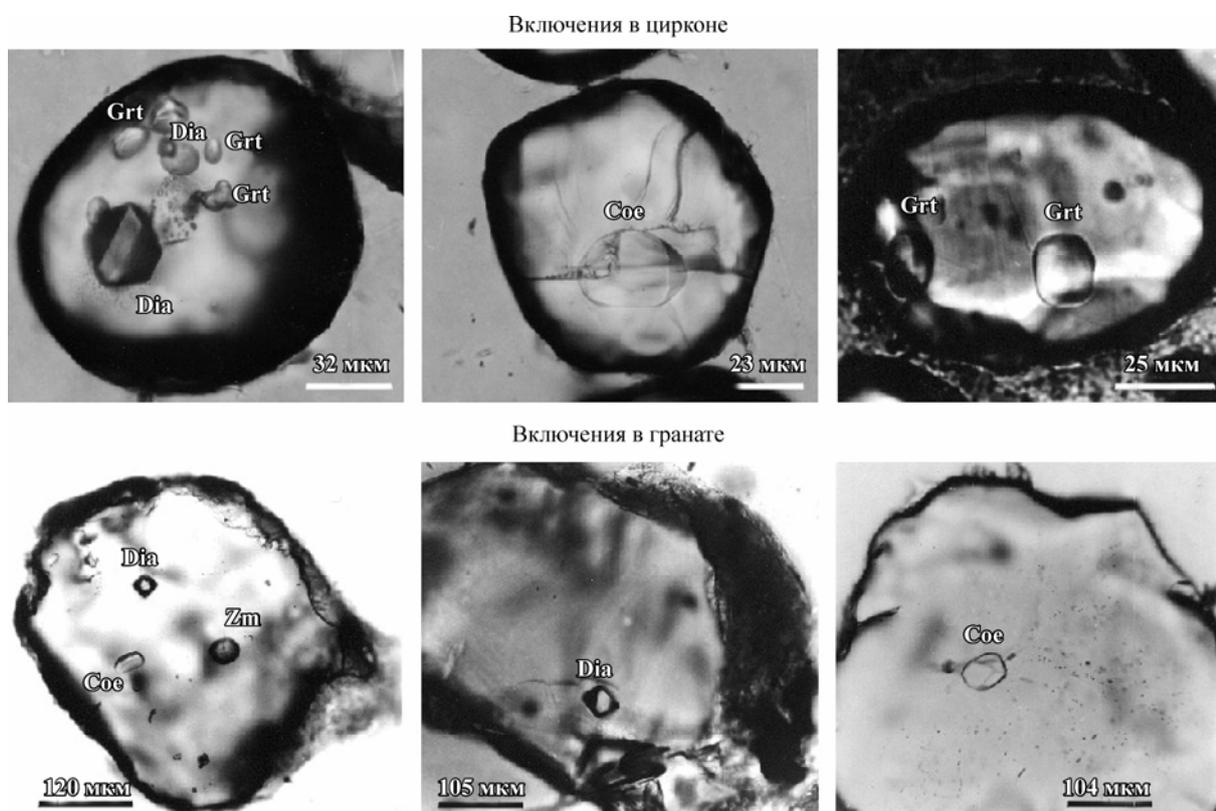


Рис. 7. Включения алмаза и коэсита в минералах пород сверхвысоких давлений.

Fig. 7. Diamond and coesite inclusions in the minerals of ultra-high pressures.

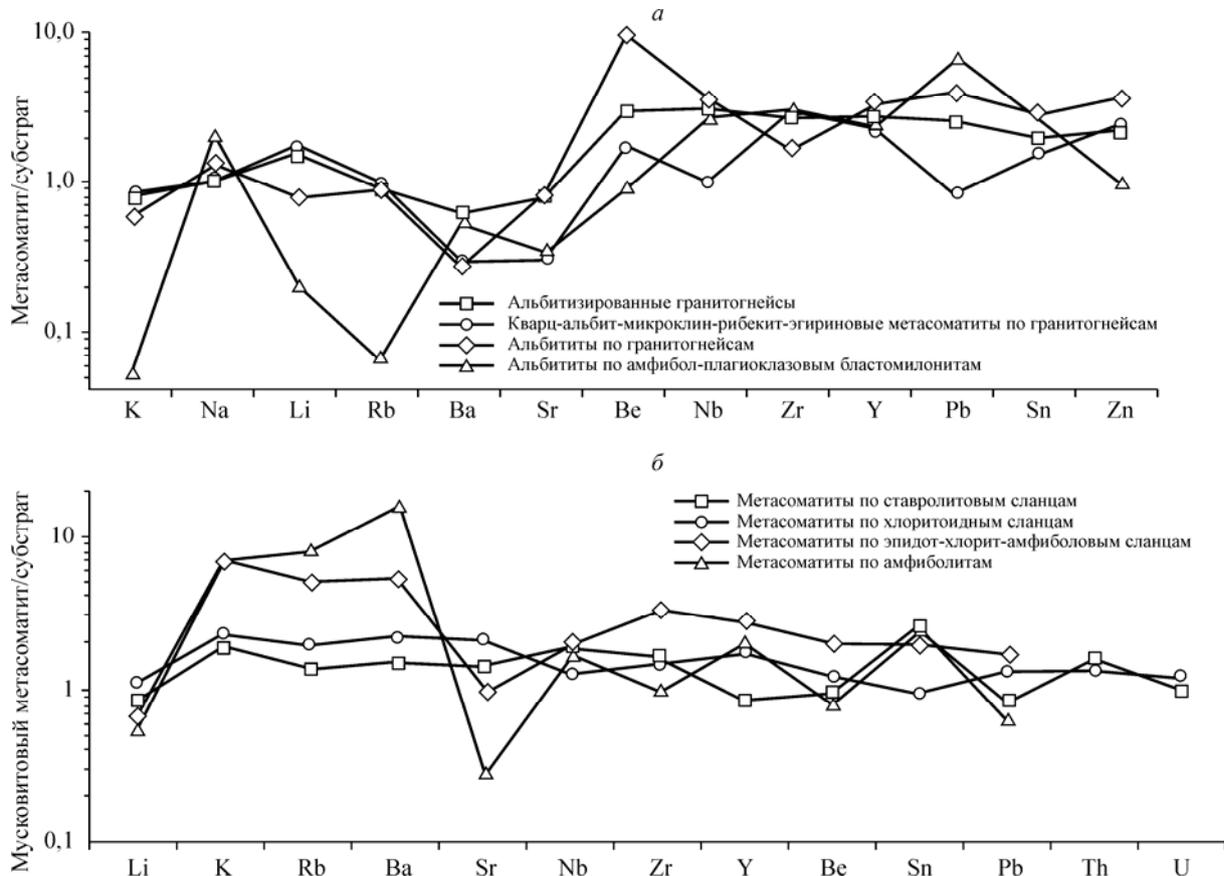


Рис. 8. Мультиэлементные спектры натровых метасоматитов Главного Саянского разлома (а) и калиевых (мусковитовых) метасоматитов Приморского разлома (б), нормированные относительно исходных субстратов.

Fig. 8. The spider-diagramms of the average compositions of the sodium metasomatites of the Main Sayan Fault (a) and of the potassium (muscovites) metasomatites (б) of the Primorsky Fault, normalized by the initial rocks.

зонах глубинных разломов краевого шва Сибирской платформы (Главном Саянском и Приморском) выделены два типа глубинных флюидных систем с высокой степенью окисленности флюидов. Изученные системы характеризуются близкими P – T -параметрами ($T = 580$ – 450 °C и $P = 2,0$ – $2,5$ кбар), однако резко различаются по специализации щелочей. Первая система обладает высокой активностью Na и F, в составе флюидов в первичный субстрат приносились Zr, Nb, Y, редкоземельные элементы цериевой группы, а также Be, Sn, Zn и Pb (рис. 8, а). Для второй системы характерна высокая активность K и Si, с которой связан привнос в породы главным образом Rb, Sr и

Ba, в меньшей мере Sn, Th, Zr, Nb, Y, TR (рис. 8, б).

В Институте минералогии и петрографии ОИГГМ впервые по результатам изучения первичных расплавных включений в цирконе и SRHIMP- $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$ датированием определены состав древнейших магм, их возраст и длительность кристаллизации при формировании континентальной коры северной части Балтийского щита. Установлено, что время эволюции состава магматического источника от трондьемитового до гранитного при кристаллизации протолитовых (дометаморфических) цирконов составляло около 30 млн лет (рис. 9).

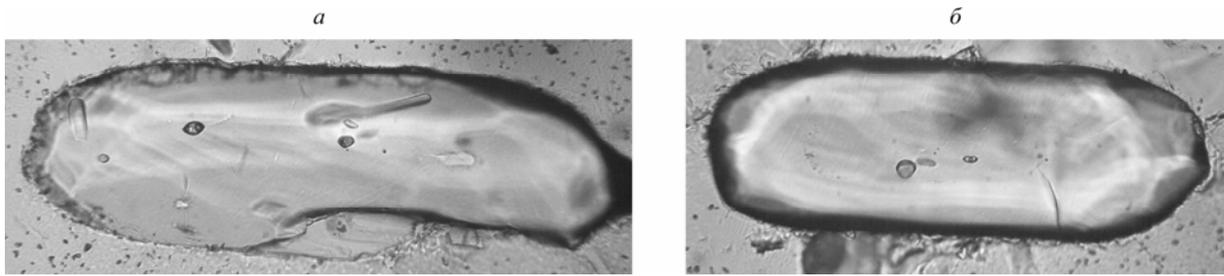


Рис. 9. Кристаллы циркона из архейских серых гнейсов тронджемитового состава из Кольской сверхглубокой скважины с гл. 10780 м.

a — циркон с включением тронджемитового расплава (возраст $2865 \pm 8,8$ млн лет); *б* — циркон с включением гранитного расплава в ядре (возраст $2831 \pm 3,9$ млн лет) и метаморфической оболочкой (возраст $2761 \pm 8,8$ млн лет). Овал — область SHRIMP-датирования циркона.

Fig. 9. Zircon crystals from the Archean gray gneisses of trondhjemite composition from the Kolsky super deep drill hole (depth — 10780 m).

a — zircon with the inclusion of trondhjemite melt (age — 2865 ± 8.8 Ma); *b* — zircon with the inclusion of granite melt in core (age 2831 ± 3.9 Ma) and metamorphic mantle (age 2761 ± 8.8 Ma). Ovals — SHRIMP data.