

**ИСТОРИКО-МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЙ ПОДХОД
К ИССЛЕДОВАНИЮ МИРОВОГО ОКЕАНА. Статья 2.
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДЫСТОРИЯ И ИСТОРИЯ ОКЕАНОВ****А. Д. Савко, Л. Т. Шевырёв***Воронежский государственный университет*

Поступила в редакцию 21 января 2017 г.

Аннотация: расшифровать геологическую историю Мирового океана невозможно, концентрируя внимание лишь на глубоководных акваториях и даже шельфе, пренебрегая структурами складчатого обрамления. Ю. М. Пуцаровский [1–3] выделил на пути к такой расшифровке «Тихоокеанский тектонический сегмент», объединивший Тихий океан и Тихоокеанский тектонический пояс. Аналогичные тектонические сегменты есть и у остальных Океанов, что подчеркивается конформностью периокеанических структур докембрийского основания на континентах и собственно океанических ограничений. Это позволяет говорить о ранней геологической предыстории Океанов. Континенты и океаны не антагонисты, они объединены общей геологической историей Земли. Использование минерагенических данных в реконструкции геологической истории Мирового океана привносит в дискуссию проверяемую и точную информацию о сформировавшихся в этапы этой истории рудных объектах, присутствии в древних ядрах мезокайнозойских складчатых поясов полезных ископаемых, типоморфных для древних платформ (BIF, Cu-Ni руд, алмазов). Начав формирование в обстановках доминирующих растяжений рифея, океанические формы долгое время (более 300–400 млн лет) продолжали оставаться структурами континентальными. Ускорившееся в триасе и юре погружение, вело к вовлечению в тектонические деформации все новых полос периферической суши (тектонические пояса Корякии и др.). Глубинность процессов на периферии возрастала. В перми в Тихоокеанском тектоническом поясе были затронуты только верхи коры, что нашло отражение в появлении аккумуляций таллия (Ланьмучань), в юре возникли коровые, но более глубинные месторождения сурьмы (Сигуаньшань). В мелу и кайнозойе к последним добавились многочисленные объекты с мантийной ртутью.

Ключевые слова: геологическая история, тектонические структуры Океана, тектонические пояса, субдукция, донные осадки, гранитоиды, океаническая впадина.

**HISTORICAL–MINERAGENICAL APPROACH TO INVESTIGATIONS OF THE WORLD
OCEAN. Paper 2. GEOLOGICAL PRE-HISTORY AND HISTORY OF OCEANS**

Abstract: to decipher the geological history of the oceans is impossible, focusing only on deep waters and even the continental shelf, ignoring the structures of the folded framing. For the Pacific is a dedicated Yu. M. Pushcharovsky [1–3] "the Pacific tectonic segment", bringing together the Pacific ocean and Pacific tectonic belt. Similar tectonic segments have the rest of the Oceans that emphasizes conformity perioceanic structures of the Precambrian foundation on continents and oceanic actual constraints. It allows to speak about the early geological pre-history of the Oceans. Continents and oceans not antagonists, they are united by a common geological history of the Earth. The use of minerageny data in the reconstruction of the geological history of the oceans adds to the discussion check and exact information about the ore objects have been formed in this pre-history stages, presence in the ancient nuclei of the Meso-Cenozoic folding belts mineral deposits typomorphic for ancient platforms (BIF, Cu—Ni ores, diamonds). Starting formation in the conditions of the dominant detentions of the Riphean oceanic forms for a long time (more than 300-400 million years) continued to be a continental structures. Accelerated in the Triassic and Jurassic sag, led to the engagement of tectonic deformation, all the new bands of the peripheral land (tectonic belt of the Koryak region). The deepness of the processes in the periphery increased. In Permian in the Pacific tectonic zone was only affected the tops of the crust, which is reflected in the appearance of accumulation of thallium (Lanmuchang), in the Jurassic originated the crust', but the deeper deposits of antimony

(*Xikuangshan*). In the Cretaceous and Cenozoic through the recent was added many objects with the mantle mercury.

Key words: geological history, tectonic structures of Ocean, tectonic belts, subduction, sea floor sediments, granitoids, oceanic depression.

При рассмотрении заявленной в заголовке проблемы геологи обычно используют данные, характеризующие осадки и структуры океанического дна. Мы же попробуем посмотреть внимательней не только на строение, но и на эндогенный минерагенез периокеанических регионов. В определенной степени это продолжает традицию исторической минерагении [4], согласно которой эволюционные и минерагенические аспекты тесно переплетены. Подобный подход обещает лучше понять огромную роль океаногенеза в формировании специфических месторождений полезных ископаемых (летучих элементов и др. [5]) приближенных к Океану регионов. Для собственно океанических пространств связи эволюции и минерагенеза раскрыты раньше. И. С. Грамберг [6] оценил потенциальные извлекаемые ресурсы нефти и газа шельфовых окраин океана в виде пропорции от древнего, самого большого Тихого океана (палеозой-кайнозой) к Индийскому (мезозой) и Атлантическому (мезозой-кайнозой), затем к самому молодому и небольшому Северному Ледовитому (кайнозой), как 1:3,6:3,0:5,2. Для газогидратов аналогичное отношение в ряду Тихий Индийский Атлантический океаны представлено в виде 1,0:1,1:2,3. «Столь же существенно влияние возраста океанов отмечают при сравнении масштабов распространения продуктов Fe-Mn рудогенеза. Если взять объем Fe-Mn рудной массы в Атлантике за 1,0, то в Индийском океане он незначительно возрастает до 1,1–1,2, а в Тихом океане оценивается величиной 7,0. Углеродородный потенциал возрастает от древних океанов к молодым, Fe-Mn рудогенез наиболее масштабно представлен в пределах самого древнего Тихого океана. В той же мере сказанное относится к фосфоритам и к глубоководным полиметаллическим сульфидам, особенно если массу сульфидных руд в Тихоокеанском бассейне считать суммарно по среднему хребту и активной транзитали» [7, 8].

1. Тихий океан и Тихоокеанское кольцо

Структуры Пацифика занимают 52 % массы воды Мирового океана и 32,4 % поверхности Земли. Его средняя глубина 3957 м [8, 9]. Тихий океан называют древнейшим на Земле, позднепротерозойским или раннепалеозойским «суперокеаном» [2]. Хорошо известна и работа В. И. Сиротина [10, с. 34, 35], показавшего на основе данных J. W. Valley по изотопии кислорода, что уже в интервале 4,45–4,35 млрд лет назад («второй этап») произошел «качественный переход от «горячей Земли» к заметно охлажденной с Т поверхности выше 0 °С, но не выше 200 °С, скорее всего, много ниже, что и позволяло значительным объемам выделившейся воды, *соизмеримым с объемом современной гидросферы, находится в жидкой фазе* (курсив наш)». В этап 4,2–3,8 млрд лет («четвер-

тый», по цитируемому автору) «сформировались океаны, литогенез, зачатки тектоники литосферных плит и, возможно, жизнь. Есть все основания считать, что все эти важнейшие атрибуты Земли тесно взаимосвязаны в ее истории» [10, с. 38]. Автор – сторонник значительного (до 80–90 %), если не максимального формирования гидросферы Земли по объему к концу 1-го и в течение 2-го этапа (первый этап 4,56–4,45 млрд лет, второй этап 4,45–4,35 млрд лет) [10, с. 38]. Т. е. реликтовый Прото-Пацифик мог быть и много древнее протерозоя.

В. Т. Фролов и Т. И. Фролова [11] назвали западную окраину Океана ключевой для понимания его происхождения. Они объяснили возникновение Пацифика «интеграцией разнородных факторов, сил и механизмов, фиксистских и умеренно мобилистских, при доминировании процессов океанизации континентальной коры и тафрогенеза». В их интерпретации: «геоформационные диагностические признаки океанов и выводы говорят не только о молодости Тихого океана (как и других океанов – не старше 200 млн лет), но и о вступлении Земли в океанический период, ибо океанов современного типа на Земле до середины мезозоя, вероятно, не было. Океанообразование на Земле заметно не ослабевает».

Цитируемые авторы особо отметили такие факты: 1 – присутствие в дражных пробах эскарпов разломов Клариион, Клиппертон и др. (Восточный Пацифик) среди базитовых высокотемпературных метаморфитов амфиболовых гнейсов, гранулитов, гранодиоритов, кварцитов с гранатом, мраморов, «указывающие скорее на континентнокоровый фундамент, чем на метаморфизованную древнюю океаническую кору» [11, с. 10].;

2 – в Тихом океане почти нет континентноспецифических осадочных формаций [11], на материках – нет океаноспецифических формаций. Самая специфичная океанская формация – кайнозойские следи, возможно, в нижних горизонтах меловые) глубоководные красные глины. Ее образование невозможно в окраинных, внутренних и средиземных морях, включая геосинклинальные. Поэтому нет оснований для отождествления геосинклиналей и океанов. Геосинклинали прошлого не были океанами, и океанов современного типа, видимо, в доюрское время не было на Земле [12];

3 – ареальные океанические платобазальты в мезозойском фундаменте (первичной коре) Западного Пацифика [13–16] имеют возраст – 180–110 млн лет, анкармиты (меланократовые базальты бедные плагиоклазом с долей до 70 % преимущественно титанавгита, меньше, оливина) и трахиты основания гайотов – 215 млн лет [17, 18]). Они относятся к первому (Т₃–К₁) известному циклу океанского вулканизма с режимом “рассеянного растяжения” дна или “неупо-

рядоченного спрединга» [12, 19].

4 – офиолиты прошлого на континентах не имеют полных океанических аналогов. Офиолиты Океана беднее петротипами, однородней. Их лерцолиты, гарцбургиты, габбро, базальты формировались в ходе единого процесса. На континентах офиолиты, помимо названных пород, включают дуниты, пироксениты, верлиты, разнообразные габброиды. Обычно они расчленены, богаче флюидами, петрохимически контрастны. Основной вывод: «Интрузивный базит-гипербазитовый магматизм не может быть простым и надежным основанием для различения континентов и океанов и восстановления последних на месте апогеосинклинальных складчатых поясов. Лишь изученный полно, в целом, он, по теории вероятности, может склонить к какому-то выбору, который, однако, надо подкреплять более надежными аргументами» [11, с. 22];

5 – магматизм Пацифика имеет общие черты с континентальным – присутствие в обоих случаях платобазальтов, базальтов KLAEP (K – калий, LAE – лёгкие аксессуарные элементы и P – фосфор) офиолитов. Особенность его – широкое распространение «базальтов срединно-океанических хребтов», или MORB, появляющихся при подпитке истощенной магмой мантийных струй;

6 – центральная часть океана наметилась в конце мезозоя (Западный Пацифик), когда в ходе деструкции возникли многие осколки континентальной коры (бордерленды, т. е. длинные узкие континентальные массивы, занявшие пограничье между краем континента и океаническим шельфовым мелководьем). Такковы Азиатско-Австралийский континентальный мост, а также сектор Океана к востоку от Австралии (рис. 1), что южнее экватора и близок к Новой Зеландии [11, 18, 20–24].

Здесь впадины с океанической корой *конформно* окружены глубоководными желобами и останцовыми вулканическими дугами [20, 21]. Такого, полагают, не могло бы случиться при спрединге, только при ведущей роли опускания (тафрогенез) континентальных жестких массивов при замещении их вещества в ходе базификации [24–29]. Эти работы называют «реакцией на крайний мобилизм» [11]. Однако ТТЛ не сдается. Появление океанической коры в этом важном регионе объясняют субдукцией Тихоокеанской плиты под Австралийскую, а северней – под Филиппинскую, рис. 2 А. На о. Южный Новой Зеландии зона субдукции представлена Альпийским разломом (в старых работах именовался Хаканоз). Современная скорость движения по нему оценена, по данным спутниковых измерений (рис. 2 В), в 37–41 мм/год. Приняв для простоты за среднее 0,4 см/год, получаем за 1 млн лет 4 км, а за все наиболее признаваемое время океанизации (180 млн лет) – 720 км. Следовательно, по разлому ныне должны бы контактировать совершенно разные геологические тела с собственными минерогеническими чертами. Однако и северо-западный, и юго-восточный блоки сложены идентичными породами, например, гнейсами Отаго (рис. 2 Г). Отличаются ли

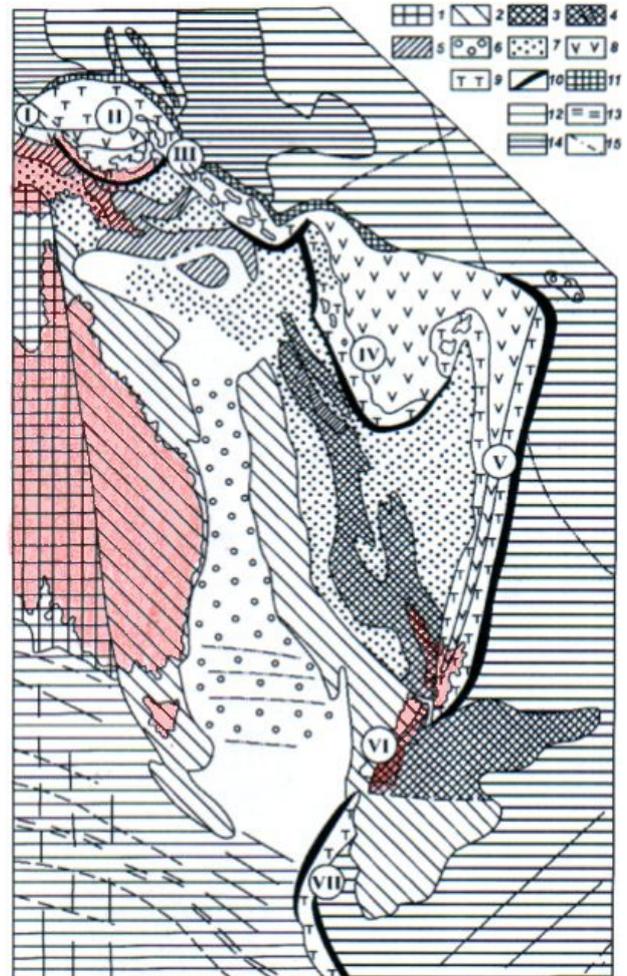


Рис. 1. Тектоническое строение зоны перехода «континент–океан» на западе Пацифика (Австрало–Меланезия). По Б. И. Васильеву [9]. 1 – Австралийская эпипайкальская платформа; 2-5 – складчатые зоны: 2 – палеозойская (тасманийская), 3 – раннемезозойская, 4 – то же, активизированная в палеогене, 5 – раннекайнозойская; 6-8 – наложенные впадины: 6 – позднемеловые, 7 – палеогеновые, 8 – неогеновые; 9 – островные дуги; 10 – глубоководные желоба; 11 – внутриоканские желоба; 12 – котловина Тихоокеанской мегавпадины; 13 – приосевая зона Срединно-океанического хребта; 14 – подводные валы и плато; 15 – главные разломы. Римские цифры в кружках – звенья Австрало-Меланезийского сектора: I – Новогвинейское; II – Западно-Меланезийское; III – Соломоново; IV – Новогвинейское; V – Тонга-Кермадекское; VI – Новозеландское; VII – Маккуори. Закрашены крупные выступы суши – Новая Гвинея, Восточная Австралия, о. Тасмания, о-ва Новой Зеландии.

минерогенические черты обоих блоков? G. J. Williams [41] к раннепалеозойским отнес небольшие месторождения золота Южного острова, локализованные среди преимущественно терригенных толщ кембрия и ордовика (рис. 2 Б). Они образуют две группы на ЮЗ (Презервейшн Инлет, № 8) и СВ (Голден Блокс и т. д.) острова, удаленные друг от друга почти на те же 700 км. Все они тяготеют к продольному разлому Альпийскому, по которому предполагают значительные горизонтальные перемещения. Т. е. перед нами пример сдвига, горизонтального перемещения юго-восточного блока на ЮЗ. Без признаков субдукции.

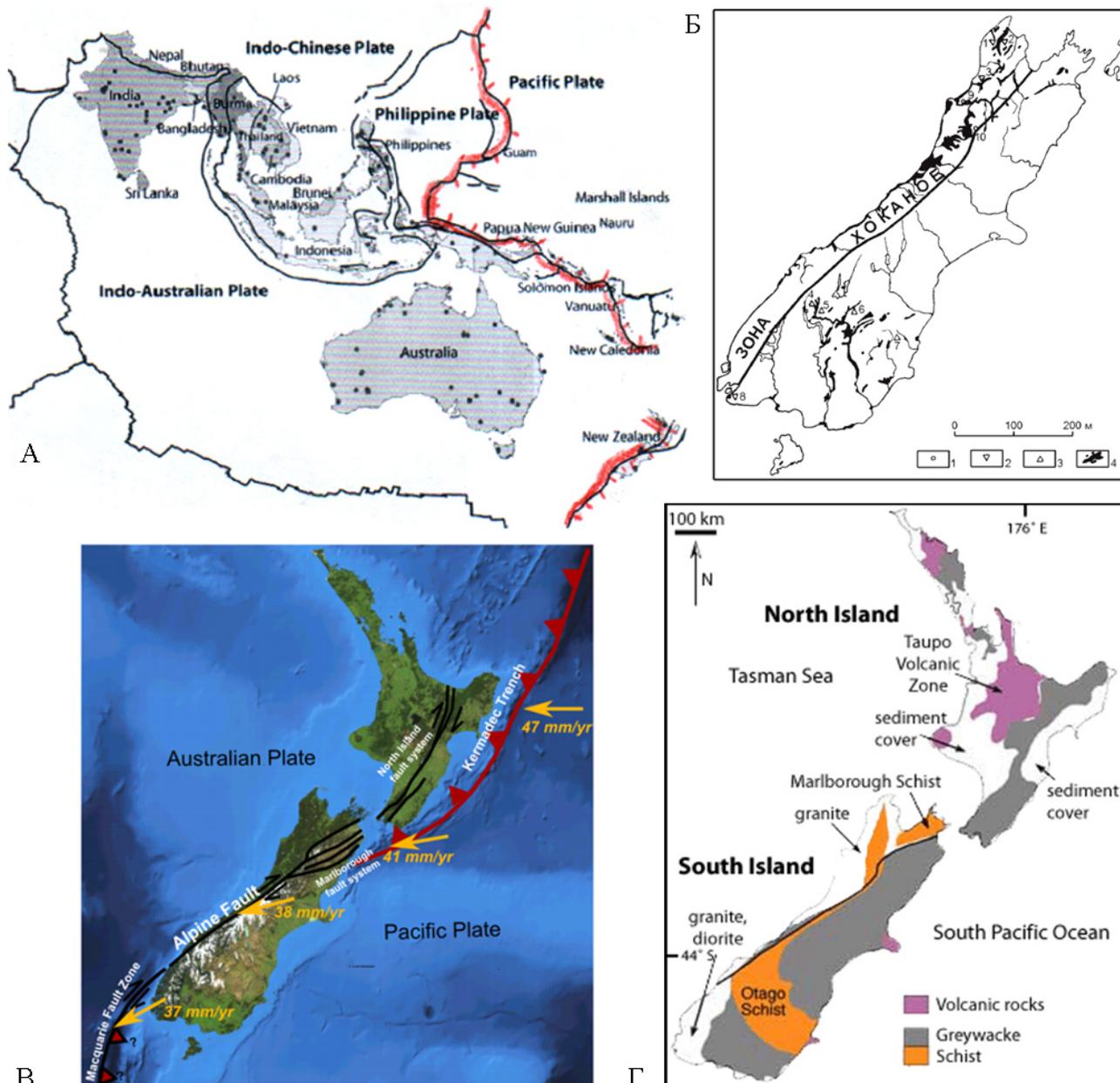


Рис. 2. Разлом Альпийский (Хаканоз) на о. Южный Новая Зеландия, предполагаемая граница между Австралийской и Тихоокеанской плитами. А – зоны поддвига (субдукции) Тихоокеанской плиты под плиты Филиппинскую и Австралийскую (красная линии, берг-штрихи в сторону Тихоокеанской плиты). Красные точки – крупные месторождения золота, полиметаллов, меди и т. д. [30]. Б – коренные месторождения золота и золотоносные россыпи на Южном острове Новой Зеландии. По G. J. Williams [31]. 1 – месторождения в породах докембрия; 2 – то же, в породах нижнего палеозоя; 3 – то же, в породах мезозоя; 4 – золотоносные россыпи.. Месторождения золота, Нижнепалеозойские: 1 – Голден Блокс, 2 – Аорера, 3 – Маунт Оуэн; 4 – Инвинсибл, 5 – Мактоун, 6 – Бендиго, 7 – Макрейс, 8 – Презервэйшн Инлет; Среди пород докембрия: 9 – Маунт Лайелл, 10 – Рифтон. В – скорости движений по Альпийскому разлому на СВ острова Южный Новой Зеландии оцениваются в 37–47 мм/год 2008/LDwebsiteFelice/Images/NZgeology4a.gif; http://blogs.agu.org/geospace/files/2016/03/NZ_faults.png. Г. – вулканиты, граувакки (палеозой или докембрий) и кристаллические сланцы. Отаго на о. Южный. Кристаллосланцы имеют мощность до 14 км (9 миль). Сложены породами карбона–триаса, дислоцированными в позднем юре–раннем мелу [32]. <http://www.geology.um.maine.edu/geodynamics/AnalogWebsite/602->

Аккумуляции летучих, эндогенные месторождения платформенного типа по периферии. Роль в понимании истории Пацифика

Тихоокеанское кольцо подчеркивается аккумуляциями ртути и сурьмы (рис. 3 и 4). Внешне схожее распределение этих элементов имеет важное отличие:

минералов мантийной ртути нет в породах океанического дна. В пределах океанической впадины присутствует только единственное проявление киновари – четвертичное Au-Te месторождение Эмперор (Ватукаула) на о. Мату Леви, Фиджи. Менее глубинные Sb-носные объекты встречаются чаще. Пояса проявлений

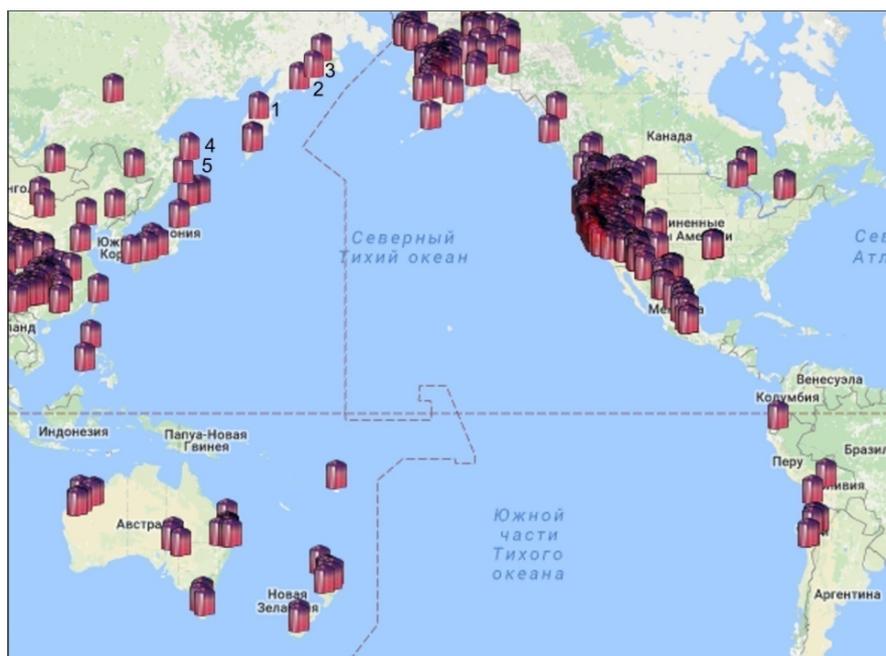


Рис. 3. Тихий океан. Мезокайнозойские ртутносные объекты с кинварью вдоль ограничения Тихого океана как свидетельство мантийной природы краевой его зоны. С использованием [34]. Цифрами обозначены месторождения и рудные узлы: 1 – Чемпуринский, 2 – Ляпганайский, 3 – Олоторский, 4 – Первомайский; 5 – Поронайский, Долинский, Корсаковский ртутносные районы.

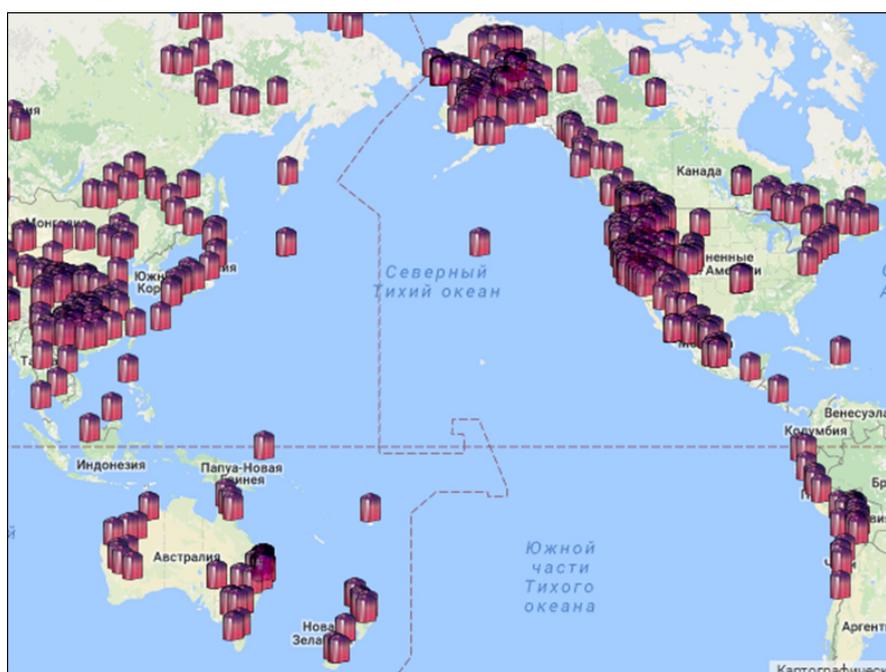


Рис. 4. Тихий океан. Мезокайнозойские объекты со стибнитом выявлены не только вдоль ограничения Тихого океана, но и в донных отложениях. По [35].

со стибнитом более мощные и часто более древние. Так, «Сурьмяная столица Мира» (термин китайских геологов) Сигуаньшань (Xikuangshan) в пров. Хунань формировалось в два этапа, по Sm-Nd соотношению в рудных кальцитах: $155,5 \pm 1,1$ млн лет и $124,1 \pm 3,7$ млн лет [33]. Первый этап отвечает ранней истории формирования океанических котловин, отчего китайские геологи «яньшаньский металлогенический

взрыв» связывают с процессами океанизации.

Как видим по рис. 5, основные рудные объекты контролируются структурными зонами параллельными окраине Пацифика. При этом меловых (сычуанских, позднеяньшаньских) месторождений существенно больше. Среди них множество ртутных аккумуляций. Следовательно, процессы активизации увеличивали масштабы и глубинность.

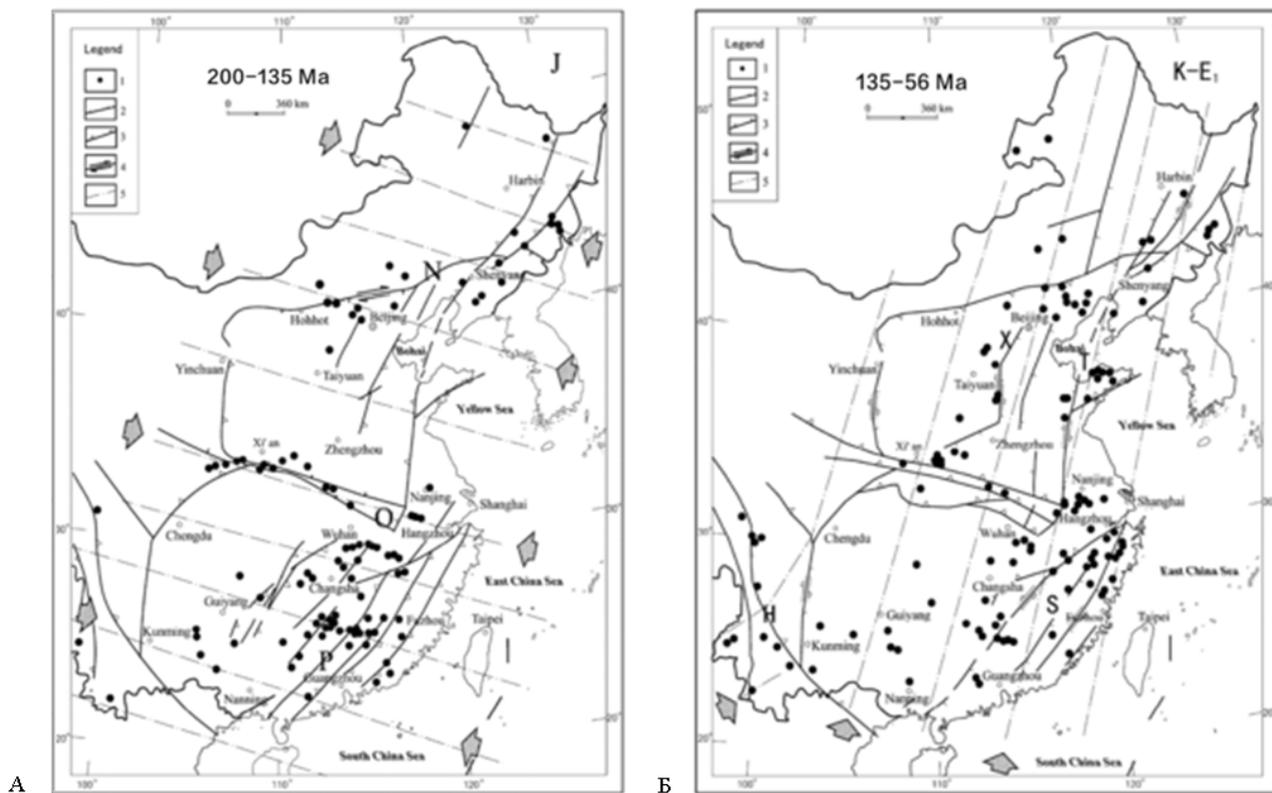


Рис. 5. Возникновение месторождений металлических полезных ископаемых (точки) на востоке Китая определяли металлогенические зоны, параллельные ограничению Пацифика (черные линии СВ простирания). А – месторождения яньшаньского периода (200–135 млн лет), раннеяньшаньский этап, среди которых большинство рудных объектов с Sn, W, Pb, Zn, Au, Ag, Sb. Б – месторождения сычуаевского периода (135–65 млн лет), поздеяньшаньский этап. Месторождения Hg, Sb, Au, Ag, U [36, рис. 14.5, 14.6].

Хорошо выраженная конформность находящегося на континенте складчатых и вулканических поясов с океанической впадиной Пацифика замечена Ю. М. Пушаровским [1–3 и др.]. В «Тихоокеанском тектоническом сегменте» им справедливо объединены Тихий океан и периокеанический Тихоокеанский тектонический пояс (ТТП). Его ширина варьирует от десятков километров (остров Маккуори и одноименный подводный хребет на юге Пацифика, рис. 6) до 4–5 тыс. км. ТТП, по нашему мнению, является ключом к решению проблемы возраста и происхождения Пацифика, которое вряд ли возможно при вовлечении в дискуссию только данных по океаническому дну.

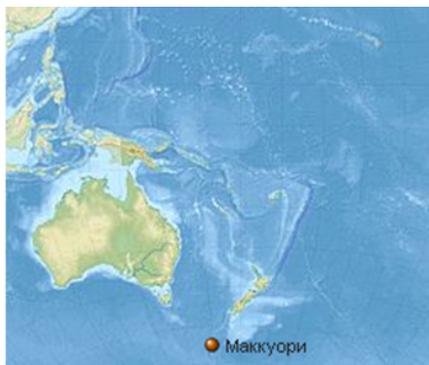
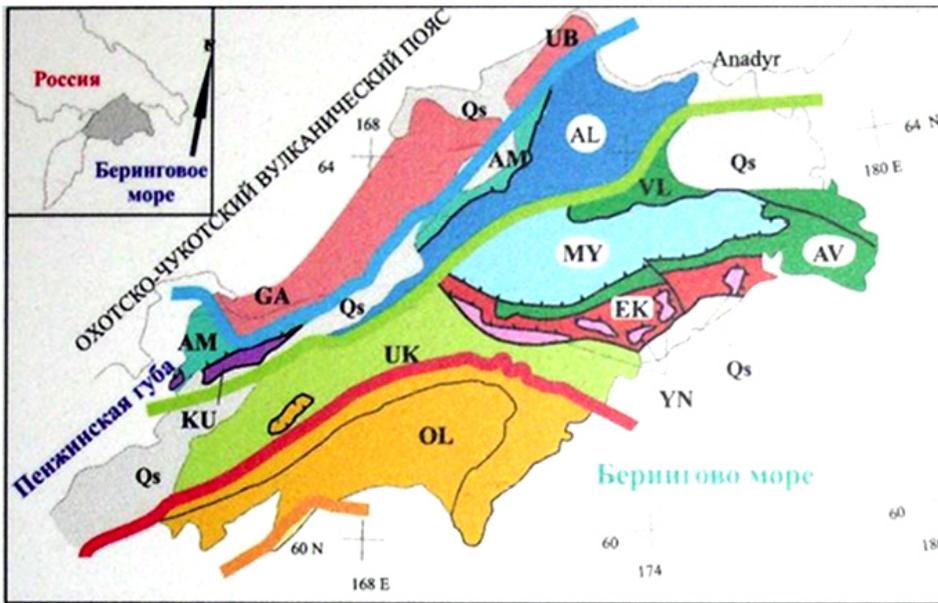


Рис. 6. Остров Маккуори и одноименный подводный хребет на юге Пацифика – место, где ширина Тихоокеан-

ского кольца сужается до минимальных десятков километров (на западе Кольца 4–5 тыс. км) https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/2/2d/Oceania_laea_relief_location_map.jpg/280px-Oceania_laea_relief_location_map.jpg

Именно в далеких от центральных районов Пацифика вулканических поясах сохранились свидетельства его ранней истории. И здесь важно обратиться к структуре и минерагении древних ядер ТТП. Рассмотрим два таких ключевых региона на противоположных берегах Пацифика: Анадырско-Корякский и Кордильер Перу-Чили-Аргентины.

Анадырско-Корякское нагорье. В пределах региона структурно-тектонические зоны последовательно «омолаживаются» от маламбо до эоцена в юго-восточном направлении, т. е. к Берингову морю, рис. 7, 8. В этом сторонники ТЛП видят признаки континентализации Пацифика, ведущей к его закрытию по завершению альпийского цикла Бертрана (средняя продолжительность 200–250 млн лет). Говорится о субдукции океанической коры под континент (началась в K_1), «скупивании» (т. е. «сближении» вкост простирания различных тектонических структур – прогибов и поднятий, антиклиналей, синклиналей, разломов и т. д.) [32], формировании поздней континентальной коры на океанической. «Континент как бы последовательно продвигается на ЮВ: ныне фронт его наступления – Алеутская дуга, которую тоже



Террейны:
 AL - Алганский,
 AM - Айнынско-Майнский,
 AV - Алякватваамский,
 EK - Эконайский,
 GA - Ганьчаланский,
 KU - Куюльский,
 MY - Майницкий,
 OL - Олоторский,
 UB - Усть-Бельский,
 UK - Укелятский,
 VL - Великореченский,
 YN - Янранайский

Qs - наложенные впадины

Последовательный рост континента:

— J, — K.K., — K.Pc — Eс2

Рис. 7. Структурно-тектонические зоны Корякского нагорья последовательно «омолаживаются» в юго-восточном направлении от мальма до эоцена. По С. Д. Соколову [38], W. J. Noklenberg et al. [39]. <https://lh3.googleusercontent.com/NyePx0Up8KULba3EYF9hLNVs9K3tqcP3f9mBD6mXDCHsc9uNc-BZ8kbFiK2NKwzXRGNdT8w=s146>

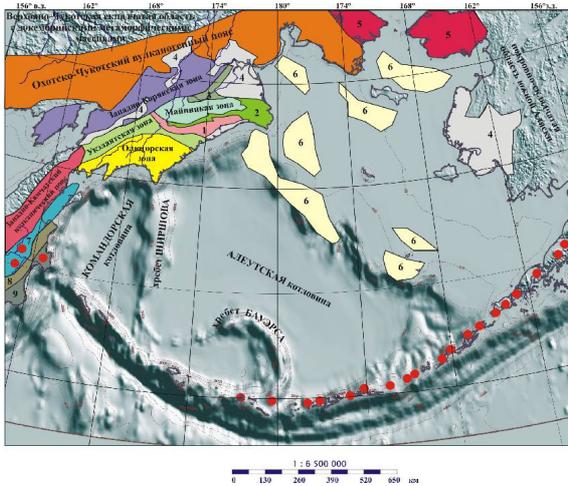


Рис. 8. Основные элементы структуры Берингова моря и его обрамления. По А. О. Мазаровичу [40, рис. 11.3]. Красные точки – действующие вулканы. 1–3 – зоны: 1 – эконайская, 2 – алякватваамская, 3 – великореченская; 4 – наложенные кайнозойские впадины; 5 – Чукотский массив; 6 – основные допосредства осадконакопления; 7 – Центрально-Камчатская депрессия и прогиб Литке; 8–9 – зоны: Восточных хребтов Камчатки (Кумроч, Тумрок, Вавлагинский), 9 – Восточных полуостровов (Озерной, Камчатский Мыс, Кроноцкий) Камчатки. http://plate-tectonic.narod.ru/tris_11-0302.jpg

рассматривают как континентальное новообразование на океанической коре». Характеризуются эти представления в работе [11]).

Но так ли это? В структурно-фациальных зонах Корякско-Анадырского региона сохранились крупные блоки пород протерозоя и палеозоя (рис. 9), которые формировались на континентальной коре. В гипотети-

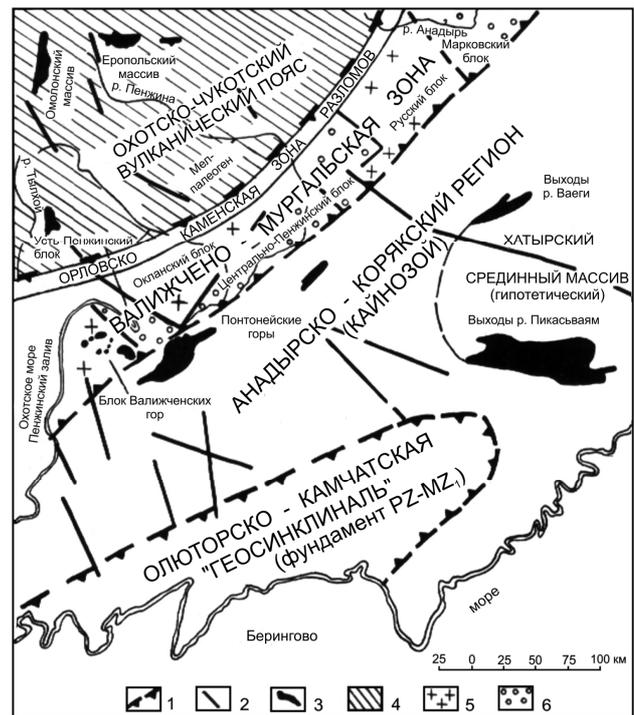


Рис. 9. Выходы пород докембрийского фундамента в Анадырско-Корякском регионе на северо-востоке России. Из работы [41]. 1 – границы основных структурно-тектонических элементов фундамента; 2 – глубинные поперечные разломы; 3 – поднятые блоки фундамента («мегаксенолиты»); 4 – предполагаемое простираание структурных элементов погребенного фундамента; 5 – поднятые блоки; 6 – опущенные блоки.

ческом Хатырском срединном массиве (антиклинории) верхнепротерозойскими считают серые кварц-

хлоритовые сланцы в басс. р. Илюнейвеем. Они схожи с подобными образованиями бассейна р. Пикасьваям (Пикасьваям–Майницкий антиклинорий, янданайская свита), для которых возраст PR₃ подтвержден спорами.

Мощный палеозойский вулканогенно-осадочный комплекс Хатырского массива (яшмы, базальты, меньше, туфы, конгломераты, гравелиты, песчаники, алевриты, кремнистые сланцы, известняки) по отдельным находкам фауны относится: 1 – к силуру (находка морской лилии *Cyclocyclicus laxus* Jelz. в известняке из делювия по породам низов халактырской свиты); 2 – эйфельскому ярусу D₂ (кораллы *Cyclochaetetes* в известняковом валуне из базального конгломерата наанкнэйской серии); 3 – верхнему визе-низам серпуховского яруса (известняки р. Лагерной, отроги горы Ржавой, фораминиферы); 4 – московскому ярусу C₂ (известняки р. Линлиретваам, фораминиферы); 5 – нижней перми (известняки горы Ржавая, фораминиферы).

Простирание древних пород наанкнэйской серии на СЗ горы Ржавой – СВ 30-40°, падение к СЗ под углами 60–70°, т. е. конформно побережью Тихоокеанского океана. Площадь тектонических блоков, сложенных палеозоем в верховьях р. Пикасьваям, – 0,1 – 8 км². Выходы палеозоя открыты и в басс. р. Ваега: кремнисто-глинистые породы, песчаники, алевриты, эффузивы, известняки с фауной D₂₋₃. Выше их залегают конгломераты и песчаники T₃ [42, с. 13 – 32].

Теперь отметим и некоторые особенности полезных ископаемых Анадырско-Корякского региона. Здесь, в частности, распространены интрузии ультрабазитов, которые полагают ларамийскими (70–65 млн лет). Одна из них – базит-ультрабазитовый зонально-концентрический Гальмоэнан в Ватыно-Вывенском сегменте Олюторской тектонической зоны (см. Олюторский терреин OL на рис. 7). Этот расслоенный массив (особенность, характерная для платформенных базит-ультрабазитов) – источник Pt для соседних аллювиальных россыпей, – образован серией тектонических пластин, сложенных дунитами, в т. ч. клинопироксенитовыми, верлитами, оливинитовыми и клинопироксенитовыми горнблендитами, габбро. Ультрабазиты занимают 90% массива, т. ч. дуниты – 60%. Для платинометальной минерализации массива Гальмоэнан, однако, получены турнейские-раннепермские даты –350-250 млн лет (Re-Os), а наиболее часто встречающимися являются 340-260 млн лет. Тем самым, события собственно рудообразования и размещения базит-ультрабазитовых пластин среди верхнемеловых толщ оказываются разделенными большим промежутком времени [43, с. 373, 374]. Они явно связаны с доокеанической субплатформенной историей региона. О том же свидетельствует присутствие Ni-Co минерализации в древних гипербазитах басс. р. Хатырка (Четкинваямский интрузив), среди перидотитов массивов Тамватнэй (до 0,1% Ni) и Усть-Бельского (до 0,29% Ni), в гипербазитах на юго-западе Пенжинского края [42, с. 332].

В связи с этим стоит вспомнить и Шануч, сульфидное медно-никелевое месторождение в одноименном массиве Срединного хребта Камчатки в схожей структурно-тектонической ситуации, у «древнего темени» полуострова. Гнейсы последнего датируются от раннего протерозоя до мела. Магматиты Шануча эоценовые. Однако объект недаром полагают полигенным и полихронным. Т. е. со временем, возможно, как и в случае с Гальмоэнаном, придем к пониманию древней природы минерализации Шануча, не смотря на геологическую «молодость» вмещающих средних и основных пород, а также метаперидотитов (участок Геофизический).

Андийский пояс. Еще одним регионом, где под юрскими-кайнозойскими вулканитами периферии Восточного Тихоокеана скрывается древнее раннепалеозойское ядро – Перуанские

Анды и «провинция Агильяр (Aguilar)» на стыке Боливии, Чили и Аргентины, области высокогорных плоскогорий Пуна между 8-29° ю.ш. на высотах 3500-4600 метров (рис. 10).

В этом озерном крае (крупные озера Титикака, Попо) распространен морской нижний палеозой. В Боливии им сложены Кордильера Реаль и Центральная Кордильера. Перекрыт он континентальными толщами среднего карбона-перми. В Передовой Кордильере Аргентины на северо-западе страны (провинции Мендоса и Сан Хуан) среди морских нижнепалеозойских толщ присутствуют отложения кембрия, ордовика, силура, девона общей мощностью до 12 км. На юге Перу докембрийские-нижнепалеозойские породы ядра Анд обнажены между городами Мольендо и Писко (рис. 11); они же присутствуют под поздними образованиями пустыни Сечура и на прилегающих Тихоокеанских островах [55, с. 74–75].

Как и в Корякии, эти образования могут ассоциироваться с доокеанической субплатформенной историей региона. Об этом свидетельствует присутствие полосчатых железистых образований среди кремнистых пород толщи Льеу-Льеу (Lleu Lleu) на юге гор Науэлбута (Nahuelbuta), южная часть Центрального Чили.

Образования комплекса Науэлбута-Кеуле (Nahuelbuta-Queule), полагают ордовикско-девонскими, но досреднекаменноугольными из-за интрузивного контакта с породами плутона Науэлбута (Nahuelbuta), датированными 320±24 млн лет. Полосчатые железные руды (BIF) представлены оксидно-силикатно-сульфидной фацией [44].

Изучение древних первично осадочных образований Южной Америки изначально коснулась основных геотектонических форм – линейментов, но постепенно затронуло и обширные осадочные палеобассейны. Площади последних в геологической истории неогена подверглись воздействию ряда тектономагматических событий, проявлениями которых оказались, в том числе, и металлогенические пояса в пределах нижнепалеозойских терреинов. Ордовикские толщи, прослеженные от южной части центрального Перу через Боливию на северо-запад Аргентины, рис. 12,

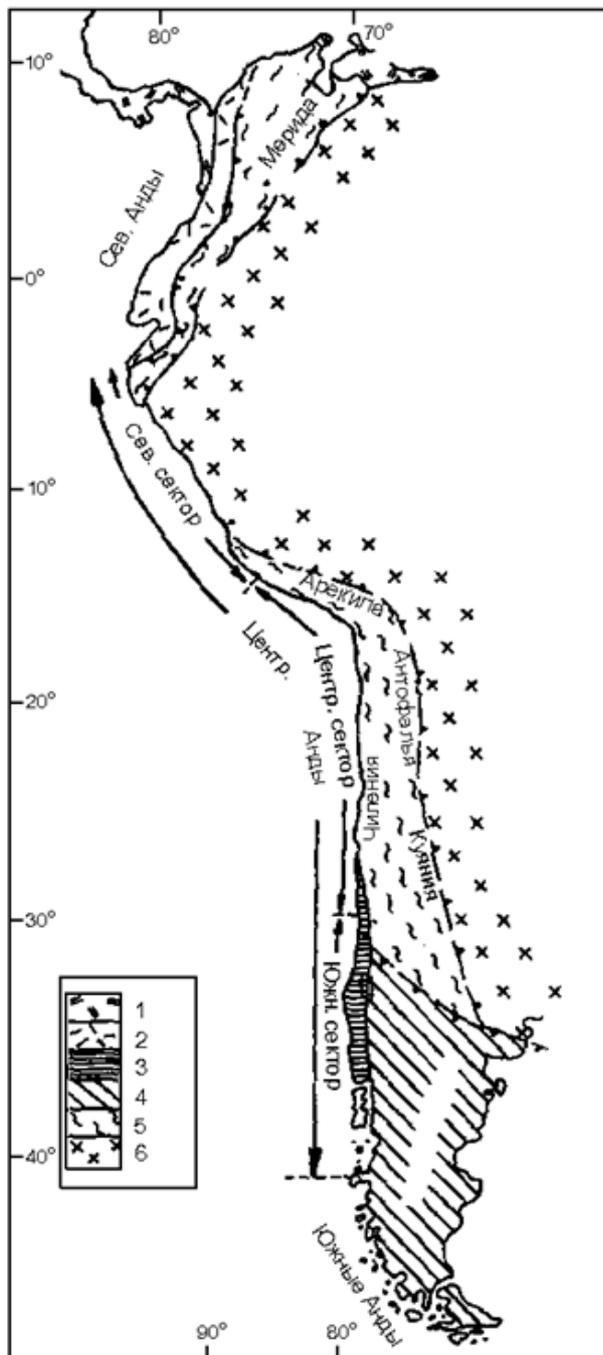


Рис. 10. Распространение отложений нижнего палеозоя в Андском поясе конформно краю Бразильской платформы и океанической окраине. Как и в Корякии, в сторону Пацифика происходит омоложение вулканогенно-осадочных толщ. С использованием схемы В. А. Рамос, из [44, с. 294, рис. 6.6], с изменениями. 1-5 – основные геологические подразделения, в т.ч. 1 - палеоген и неоген, 2 – мезозой, 3 – ранний мезозой, 4 – поздний палеозой, 5 – ранний палеозой; 6 – окраина платформы.

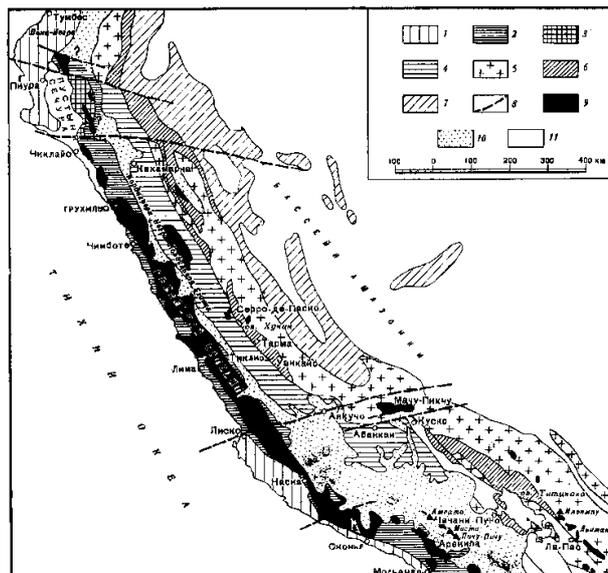


Рис. 11. Выходы пород докембрия-нижнего палеозоя в Береговой Кордильере Перуанских Анд. По J. Debelmas et G. Trottergeau, из [45, с. 76, рис. 15]: 1 – породы докембрического-нижнепалеозойского ядра Береговой Кордильеры; 2-4. Главный прогиб, сложенный породами: 2 – западной зоны вулканогенно-обломочными, 3 – палеозойского фундамента, 4 – восточной зоны обломочными и известняками; 5-6 – породы Срединной антиклинали, в т.ч.: 5 – палеозойские, 6 – мезозойские; 7 – Восточный передовой прогиб; 8 – линии сбросов и поперечных флексур; 9 – андийские меловые батолиты гранитов; 10 – третичные и четвертичные вулканические породы; 11 – третичные и четвертичные осадочные породы.

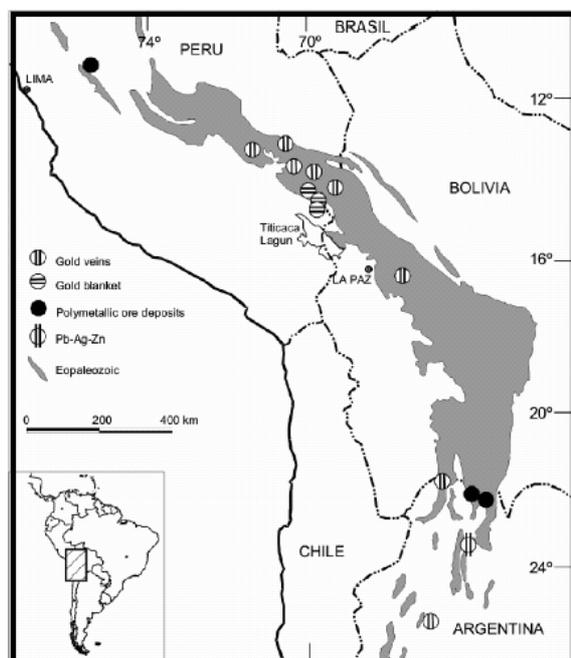


Рис. 12. Ордовикский Перуанско-Боливийский осадочный бассейн (выделен серым) продолжается на северо-восток Аргентины. По [46, рис. 1]. Условные обозначения, сверху вниз, перевод: 1 – золотоносные жилы; 2 – золотоносные пластовые тела; 3 – полиметаллические руды; 4 – то же, с серебром; 5 – эопалеозой. http://insugeo.org.ar/libros/cg_16/24-Sha65.gif

выглядят наиболее перспективными с металлогенической точки зрения. Минерализацию в их пределах обнаруживают на обширных площадях, открывают очень крупные рудные объекты.

В Аргентине, где ордовикские толщи распространены в ряде регионов, выделены рудный район осадочно-эксгалационных месторождений, тип Sedex (осадочно-эксгалационный), Агиляр-Эсперанса (Aguilar-Esperanza), а также площади, перспективные на вулканогенные (VMS) скопления сульфидов типа Куроко в пределах ордовикской вулканической дуги. На северо-западе Аргентины они занимают административные провинции Хухой (Jujuy), Катамарка (Catamarca), Ля Риоха (La Rioja). В пределах последней оконтурен бассейн Фаматина (Famatina) с благоприятными перспективами на открытие сульфидных аккумуляций типов Sedex и VMS.

В Прикордильерском регионе, объединившем административные провинции Ля Риоха, Сан Хуан (San Juan), Мендоса (Mendoza), промышленные объекты, ассоциирующие с толщами ордовика, уже открыты, хотя потенциал окончательно не определен. Там ши-

роко распространены известняки, доломиты, пелитолиты со стратоподобными баритовыми телами, прогнозируют залежи сульфидных руд. В провинции Буэнос Айрес в ордовикских толщах формации Тандилиа (Tandilia) выявлены месторождения глинистого сырья, которого должно хватить на разработку в течение десятилетий. Нижнепалеозойские породы на некоторых площадях, особенно западных секторов, пережили сильный региональный метаморфизм, что препятствует их отчленению от верхнего протерозоя – последний выходит на дневную поверхность редко, фрагментарно, но по всей протяженности Анд. Однако, в пределах стабильных участков нижний палеозой метаморфизован столь слабо, что очевидны его первично осадочные черты, палеонтологические остатки, все возможности для уверенных палеогеографических реконструкций.

В аргентинском секторе ордовикского бассейна выявлены стратоподобные объекты, включая мирового класса Pb-Zn-Ag месторождение Эль Агиляр (Aguilar), многочисленные проявления Au и сульфидов, рис. 13.



Рис. 13. Положение площади Лас Агильяс (Las Aguilas) с ордовикскими месторождениями никеля (платформенный тип) в интрузиях мафитов-ультрамафитов административной провинции Сан Луис, Аргентина. http://www.prophecyplat.com/images/las_01.jpg

Как и в Анадырско-Корякском регионе, на юге гор Пампийские Сьерры (Sierras Pampeanas) распространены древние расслоенные интрузии мафитов-ультрамафитов. С ними ассоциирует основная часть ресурсов никеля Аргентины и значительная Cu, Co, платинометалльная минерализация: Лас Агильяс (Las Aguilas, см. рис. 13) один из нескольких толеитовых мафит-ультрамафитовых интрузивных комплексов ордовикской системы гор Пампийские Сьерры (Sierras Pampeanas) [46]. Подводя итоги, отметим:

1 – геологическую историю Пацифика сложно восстановить, исследуя только породы океанического ложа. Последнее, видимо, основное направление должно быть пополнено анализом тектонических и осадочных процессов на окраинах, где формировался комплекс конформных складчатых поясов Тихоокеанского кольца;

2 – при таком подходе согласимся с древностью (протерозой) Пацифика, длительной предысторией

его становления. Начавшая формироваться около 600 млн лет назад впадина, уже тогда влияла на энергетические режимы окраин, «заставляя» тектонические структуры приспосабливаться к новому структурному плану;

3 – выявление в складчатых поясах Циркумпацифика древних месторождений полезных ископаемых платформенного типа (ликвационных Cu-Ni, джеспилитов, кимберлитов) однозначно указывает на то, что в океанизацию (понимая под ней любое влияние формирующейся впадины, не только становление океанической коры) повсеместно вступала континентальная земная кора. Намеченная на примерах Восточного Китая зональность в распределении проявлений коровой сурьмы (дальние периокеанические зоны) и мантийной ртути (ближние периокеанические зоны) указывают на вовлечение в структурные преобразования все более глубоких уровней литосферы;

4 – продолжается ли в кайнозой наступление Па-

цифика на континенты с формированием океанической коры (как полагают [11]) или дело идет к «захлопыванию» Океана, по мнению сторонников ТЛП, исследовавших аккреционные вулканогенные пояса Корякии? Первый вариант выглядит предпочтительней по причине продолжающегося углубления глубоководных желобов и впадин, что отражается в нарастающей тектонической и металлогенической активности окраинных поясов. Важнейший рубеж пройден в миоцене на уровне 12 млн лет, когда были впервые в истории Земли достигнуты глубины 4,3–5,1 км и началось накопление корок и нодул из Fe-Mn гидроксидов.

2. Атлантический океан – аккумуляции летучих, эндогенных месторождений платформенного типа по периферии и их роль в понимании природы Атлантики

Атлантика занимает 106,4 млн км², т. е. 16,13% поверхности. В океане сосредоточено 24% океанических вод. Средняя глубина составляет 3602 м [8]. Ранее мы затрагивали [5] такие особенности его дна как полосовые магнитные аномалии и обоснованную критику, которую вызывает их интерпретация при определении возраста океанического дна. Например, Г. Ф. Макаренко, проанализировав материалы бурения по всем океанам, показала, что базальтовые покровы на дне океанов, как и на континентах, возникли в результате пяти общепланетарных импульсов, имевших место у рубежей P2-T, T3-J1, J3-K1, K2-P 1, P 1-N1. «Два последних импульса имели линейный характер, захватив полосу, где возникли срединно-океанические хребты. Только в этом и проявился более молодой возраст базальтов в осевой части океанов по сравнению с их периферией» [5, с. 10; 47].

Соотношения структур дна и соседних континентов

Тектонические формы континентов и океанического дна Атлантики обычно противопоставляются.

Подчеркивают, бесчисленные трансформные разломы (ТР) Океана никак не проявляются в окружающей суше. На схеме А. О. Мазаровича [48] этот тезис тоже нашел свое выражение, рис. 14. Однако В. Е. Хаин намного раньше отмечал [49], что, например, трансформ Романш продолжается в Бразилии «Амазонским линеamentом», а в Африке ограничил с юга архейский Леоно–Либерийский массив. Поэтому их значение стоит обсудить подробнее. Впервые термин «трансформный разлом (ТР)» предложил канадский геофизик Дж. Т. Уилсон в 1965 г. Особенности ТР, смещающих по горизонтали оси срединно-океанических хребтов (СОХ) иногда на многие на сотни км [50]: 1 – положение, перпендикулярное к простиранию СОХ; 2 – наличие смещений только в приосевых частях хребтов (в чём видят их отличие от нормальных сдвигов); 3 – положение землетрясений с компонентами сжатия или растяжения только на «отрезках противоположно направленных смещений крыльев этих разломов в местах сечений осей СОХ»; 4 – приуроченность к сдвигам глубоководных желобов трансензионного типа (растяжение вкрест простирания) – Вима, Романд, Чейн центральной Атлантики. «Широкий спектр отрицательных форм океанического дна от узких желобов до относительно сложно построенных депрессий с разным количеством внутриразломных поднятий». Осадочный чехол может достигать мощности в сотни метров или отсутствовать» [48]; 5 – выраженность (иногда) грядами с крутыми склонами высотой до 2–3 км; 6 – приуроченность к некоторым ТР протрузий мантийных перидотитов, иногда достигающих поверхности вод (о. Сан Паулу в 975 км северо-восточнее Бразильского побережья); 7 – связи с подводным и островным вулканизмом; 8 – обособление наиболее крупными трансокеаническими ТР Чарли-Гиббс, Азоры-Гибралтар, Фолкленды-Агульяс океанических площадей с различной геологической историей; «Трансформные разломы, по Дж. Т. Уилсону, генетически

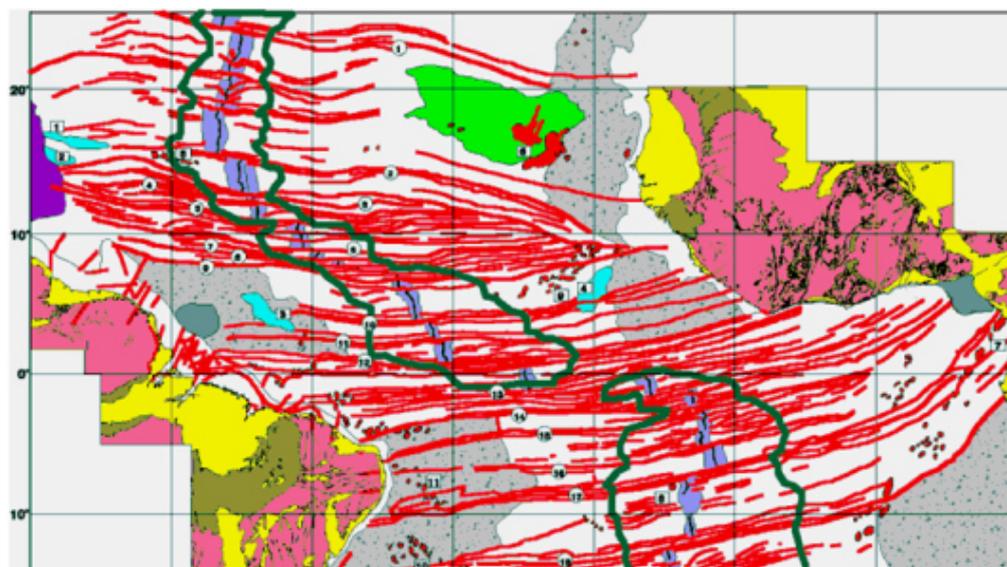


Рис. 14. Трансформные разломы Центральной Атлантики не продолжают на сушу и имеют с ее структурами соотношения до ортогональных. Из [48, рис. 2].

связаны с эволюцией оси спрединга от океанских мантийных шарниров, возникновение которых обусловлено приспособлением мантийных образований к поверхности вращающегося тела планеты... Трансформы могут быть связаны с зонами аккреции новой океанической коры через подальние (т. е. узловые) впадины» [48, с. 152, 156].

Вероятно, и «эволюция оси спрединга», и связи с «зонами аккреции» тоже присутствуют, но вряд ли они достаточны для создания плотной сети ТР вроде показанной на рис. 14. Глубинность ТР крайне сомнительна: с ними не связаны даже малые проявления летучих элементов. Металлогеническое их значение ничтожно или, скорее, нулевое. Однако есть и закономерности – на площадях их развития непременно велики большие глубины Океана и уменьшение последних к побережьям сопровождается выклиниванием ТР. Отчего, в таком случае, не связать их генезис с перекрывающими водными массами, воздействие которых на породы дна значительно? На глубине 10 км давление составляет 1 тыс. атмосфер, или 100 млн паскалей (0,1 ГПа). На каждые 10,3 м океанической толщи P возрастает на 1 атмосферу, или 101325 Па. На глубине уже 100 м оно соответствует P в котле паровоза [51]. К тому же: «на очень больших глубинах уже начинает быть заметной сжимаемость воды: вследствие сжатия плотность воды в глубоких слоях больше, чем на поверхности, и поэтому давление растет с глубиной несколько быстрее, чем по линейному закону, и график давления несколько отклоняется от прямой линии. Добавка давления, обусловленная сжатием воды, нарастает пропорционально квадрату глубины. На наибольшей глубине океана, равной 11 км, она достигает почти 3% от полного давления на этой глубине» [51].

Хлоридные (>80%), сульфатные (10,8%), карбонатные (0,34%) воды Океана обнаруживают на глубинах 4300–4500 м и ниже явления лизоклина (повышенной скорости растворения $CaCO_3$ и декарбонатизации), высвобождения металлов, слабощелочную обстановку (рН 7,8–8,0), появления Fe-Mn корок и нодул.

Не учитывать определяющего влияния этой динамичной водной системы на формирование трансформов несправедливо. Его механизм может быть представлен в виде схемы последовательностей: 1 – умеренный спрединг в зоне срединноокеанического риф-

та; 2 – одновременное возникновение *ослабленных* зон сдвигов (сколов, шир) в коренных породах дна, предтечи ТР; 3 – медленное разрушение и вынос материала ослабленных зон при конвекционном перемещении тяжелых (за счет повышенного давления на глубинах) слабощелочных (усиливают абразивный характер) водных масс.

В том, что такое мощное движение глубинных вод существует, убеждает рис. 15 и многие работы [52, 53 и др.]. Например, Гольфстрим с водами теплыми и повышенной солености проходит мимо островов Британии и Ирландии в Норвежское море. Там он называется «Норвежским течением». Охлаждаясь, воды уходят вниз, становятся плотнее, с большей соленостью (что также влияет и на их плотность), погружаясь все глубже. Они делаются тем, что описывает термин «Североатлантические глубинные воды» (North Atlantic Deep Water, NADW) и возвращаются на больших глубинах на юг. Между тем, на крайнем юге Атлантики очень холодные воды Приантарктического региона тоже опускаются к океанскому дну, направляясь на север (Антарктические донные воды, Antarctic Bottom Water, AABW). Их поток проходит под водами NADW, что рассматривается во многих зарубежных [52 и др.] публикациях. Океанические глубины не застывшая система, но активно действующий конвейер. Подобные явления, а также перераспределение взвесей, современный океанический седиментогенез (микро-, наночастицы, растворы) описаны в совместных работах А. П. Лисицина, Е. М. Емельянова. Согласно им, в Арктике и Антарктике ежегодно возникают придонные области горизонтального переноса и седиментации сходные с реками. В результате вдоль материкового склона возникают связанные с «контурными течениями» осадки - контуриты. Другой особый тип осадков, связанный с крутизной, – гравититы. Рассказано о глобальной системе поверхностных (дрейфовых) и глубинных (геострофических) течений с многочисленными ответвлениями, определенными климатическими факторами. «Глубинные течения вдали от склона образуют подобие рек в придонном слое, которые медленно перемещают осадочный материал. Образуются участки разгрузки этих потоков (дрифты). Самые крупные из них достигают по площади тысячи и даже до 1 млн км²» [53].

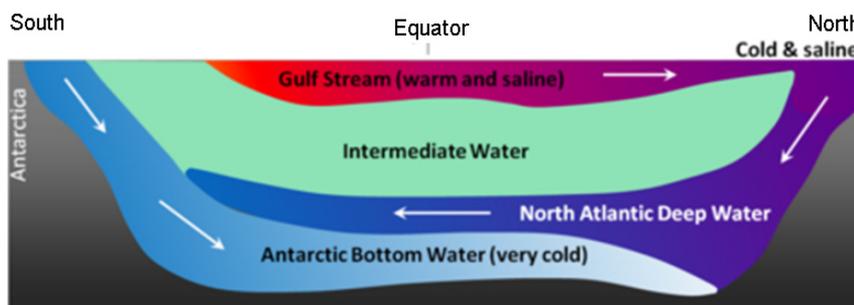


Рис. 15. Расслоенность глубинных вод Атлантического океана. Из Приантарктического региона сверххолодные придонные воды устремляются на север. Выше их идет поток Североатлантических холодных глубинных вод (охладившиеся воды Гольфстрима). <http://opentextbc.ca/geology/wp-content/uploads/sites/110/2015/08/vertical-movement-of-water-along-a-north-south-cross-section.png>

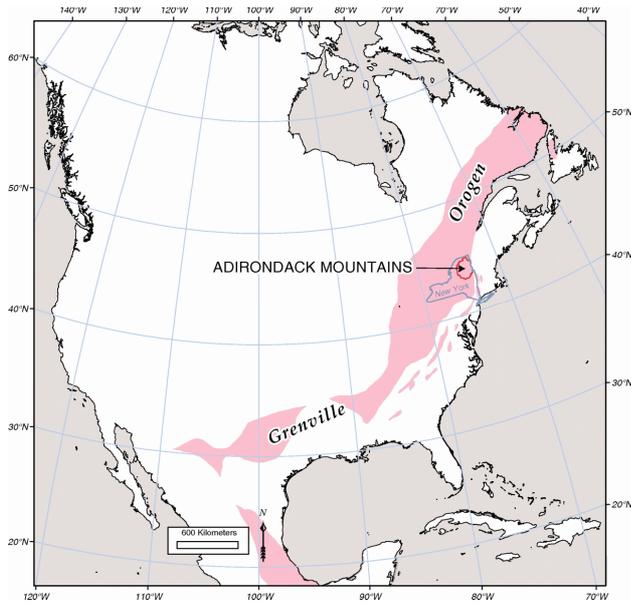


Рис. 16. Гренвильские (1,4–1,0 млрд лет, левый рисунок, розовым) и каледонские (правый рисунок, бледно-зелёным) структуры в целом конформно обрамляют северную половину Атлантического океана. Перевод условных обозначений к правому снимку, сверху вниз, по столбцам: 1–4 – орогенные пояса, в т. ч.: 1 – альпийские, 2 – герцинские, 3 – каледонские, 4 – докембрийские; 5 – соляные диапиры; 6 – вулканизм; 7 – границы щитов; 8 – простирации структур; 9 – разломы; 10 – тектонические швы–сутуры; 11 – изобаты, м. <http://1.bp.blogspot.com/-vSPn1V9Ts4/T7YqQxOVPbI/AAAAAAAAACQ4/ppwBVUNQQWw/s1600/gp.gif> <https://media1.britannica.com/eb-media/80/380-004-46869B76.jpg>

Столь выраженная подвижность глубинных вод и позволяет в рамках гидрогенетической гипотезы объяснить многочисленность и исключительно талассогенный характер ТР, их приуроченность к большим глубинам, отсутствие продолжений на континентах. Редкие протрузии ультраосновного материала, признак холодного «течения масс» в ослабленных зонах ТР, не противоречит гипотезе. Как и приуроченность к некоторым трансформам молодых вулканов – где же им еще быть как не в ослабленных зонах. Частые утверждения о том, что тектонические формы океанического дна Атлантики и примыкающей суши неконформны, иногда торцовые, справедливы лишь частично и, больше, лишь для Южно–Атлантического сегмента. В связи с этим обсудим рис. 16 и 17, характеризующие тектоническую ситуацию на севере и юге Океана.

На рис. 16 выделен розовым грандиозный (более 8 тыс. км длиной) Гренвильский складчатый пояс (Grenvillian folding belt), сформировавшийся в среднем рифее, 1000 ± 50 млн лет назад. Хорошо видно, он полностью конформен западному ограничению Атлантики. При этом гренвельиды, меняя простираие, согласно окружают и глубоководный Мексиканский залив, считающийся частью океанической впадины. Между ним и побережьем выделяют герцинский пояс Аппалачей, где складчатость была в начале и середине D и PZ₃. Его простираие тоже вполне соответствует гренвильскому.

На восточной окраине (рис. 16, правый) параллельно побережью тянутся каледониды Ирландско-Шотландские и Скандинавские. А вот поля развития герцинских структур в тылу каледонид характеризуются торцовым, северо-западным, простираием.

Эндеогенные месторождения по периферии.

Распространение летучих элементов.

Роль в понимании природы Океана

Процессы Бразилиано-Панафриканской (1,0-0,54 млрд лет) тектонической и магматической активизации в рифее-венде вели к появлению многочисленных рудных объектов. При этом, если обратиться к геологической карте (вверху слева), то, действительно, может возникнуть ощущение о срезании линией океанического побережья геологических границ. Однако ошибочность его рассеивает детализация геологических контуров (рис. 17, вверху справа), где хорошо выражено облекание побережья мезопротерозойскими магматическими поясами. Еще лучше это явление заметно по распределению эндогенных рудных объектов (внизу, для западных и восточных ограничений Атлантики, соответственно, слева и справа): полосы сгущения знаков на рис. 17, внизу слева) явно конформны океаническим побережьям. Все эти неопротерозойские складчатые пояса и ассоциирующие платформенные осадочные покровы с комплексами эндогенных полезных ископаемых появились в орогенез Бразилиано (1,0-0,54 млрд лет) близ кратонов Амазонского и Сан-Франсиску. Возникшие в это время важные промышленные месторождения отражали особенности каждого пояса. Так, в центральнобразильском поясе Brasília, протянувшемся по западной окраине кратона Сан-Франсиску, сформировались в пелито-доломитовой толще группы Vazante месторождения Агудо (Agudo, Pb-Zn), Вазанте (Vazante, Zn) и Росинья-Лагомар (Rocinha-Lagamar, P₂O₅). Эти объекты фиксируют переход рудных месторождений от мезопротерозойского к неопротерозойскому покров-

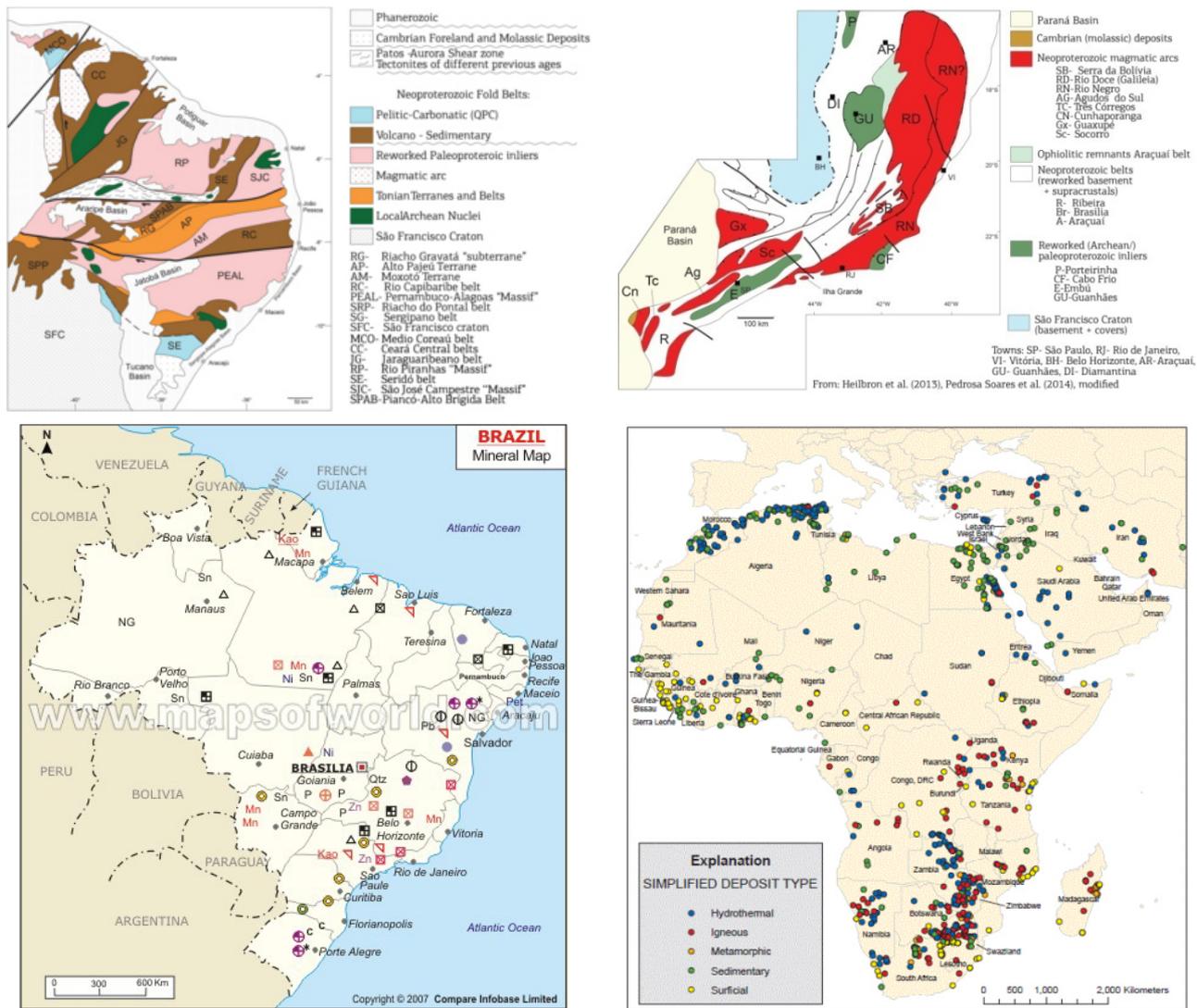


Рис. 17. Южная Атлантика. Неопротерозойские тектонические структуры докембрия Бразилии в первом приближении имеют торцовые сочленения с океаническими (вверху, левый рисунок), но секущие их неопротерозойские магматические дуги вполне конформны (вверху, правый рисунок, центральная и южная части пров. Мантикейра между городами Сан Пауло на юге и Рио-де-Жанейро северней). Красным на правом рисунке отражены неопротерозойские магматические дуги с датами 650–610 млн лет. Внизу – сгущения эндогенных рудных месторождений на западном (слева) и восточном (справа) ограничениях Южной Атлантики заметно тяготеют к приокеаническим площадям. Большинство из них принадлежат эпохе Бразилиано-Панафриканской (*Brasiliano*/Pan-African, 1,0–0,54 млрд лет). По [54, рис. 1, 4], <http://www.scielo.br/img/revistas/bjgeo/v44n3//2317-4889-bjgeo-44-03-00493-gf01.jpg>; <http://www.scielo.br/img/revistas/bjgeo/v44n3//2317-4889-bjgeo-44-03-00493-gf04.jpg> <http://www.mapsofworld.com/brazil/maps/brazil-mineral-map.jpg>; http://africa-arabia-late.weebly.com/uploads/2/5/8/0/25802803/4760144_orig.gif

ному платформенному типу, характерному для пелито-карбонатных накоплений группы Бамбуи (Bambuí). Характеристика сходных по возрасту месторождений Западной Африки приведена в нашей работе [55].

Возвращаясь к распределению летучих элементов, обсудим рис. 18. Как видим, процессы мантийной активизации, судя по множеству проявлений объектов с мантийной ртутью, являются исключительной особенностью Европейского побережья, рис. 18, левый. Здесь ртутная дегазация началась не позже карбона-перми, судя по богатым аккумуляциям ртутных руд в вулканической кальдере Ландсберг, или Мошелландсберг (земля Рейнланд-Пфальц (Rheinland-Pfalz), Германия). Прочие ртутьносные объекты

намного моложе, большинство из них кайнозойские, в том числе уникальные аккумуляции Альмадена. Столь кардинальные отличия в плотности ртутопроявлений говорит о разной глубинности процессов рудообразования на западе и востоке Северной Атлантики.

Иное дело, проявления сурьмы (рис. 18, правый). Распространены сурьмоносные объекты, если и не одинаково на западе и востоке Североатлантического океана, то, во всяком случае, сопоставимо. Здесь есть сурьмяные месторождения Мирового уровня, такие как Бивер Брук (Beaver Brook) в центре Ньюфаундленда, Канада, с указанными и прогнозируемыми ресурсами (indicated, inferred) 2,1 млн т руды при содержаниях 4,3% Sb. Указаны рудные зоны Синьшань,

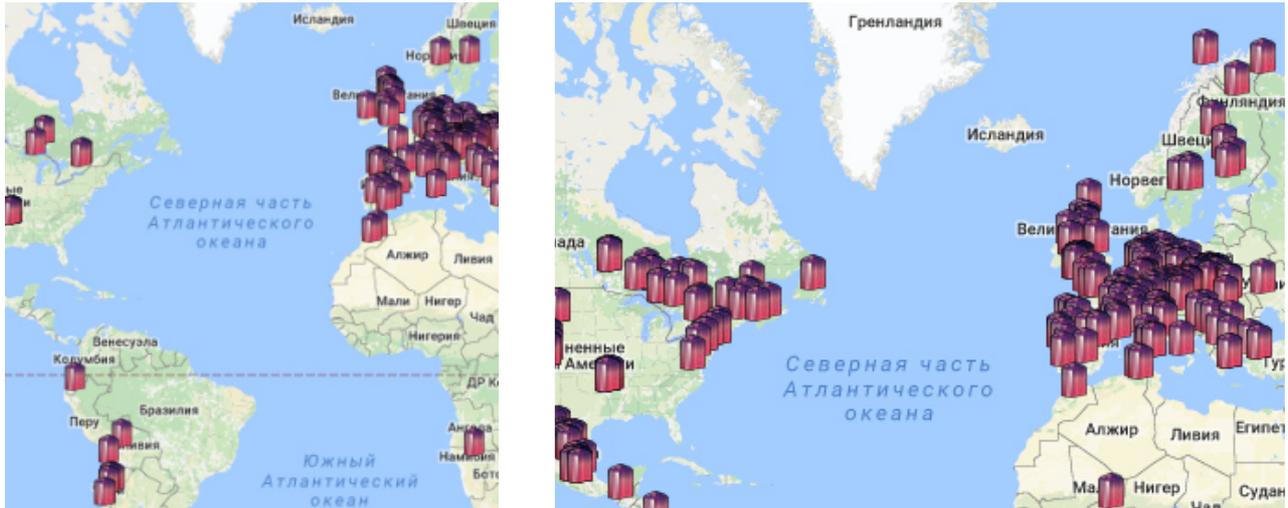


Рис. 18. Атлантический океан. Ртутносодержащие объекты с кинноварью (левый рисунок) встречаются только на востоке Северной Атлантики [34]. Рудные месторождения с сурьмой (правый рисунок) обильно представлены на обоих окраинах северной половины Атлантического океана. Их практически нет на юге [35].

или Западная (Xingchang, West Zone), и Хунань, или Центральная (Hunan, Central Zone). Руды антимонитовые, с пиритом, доломитом, кварцем. В коре выветривания встречаются стибиконит и валентинит. Залежи тяготеют к брекчиям с антимонитовым цементом в разломах среди первично осадочных пород ордовика и верхнего силура. И те, и другие обнаруживают соотношение типа «внахлест» из-за развития надвигов. Западной рудника развит бимодальный интрузивный комплекс Маунт Пейзон (Mount Peison Intrusive Suite, MPIS). Его пегматитовые габбро в южной части и габбро в северной имеют возраст 424 ± 2 млн лет. Для гранитов известны две интерпретации возрастов: 1 – 419 ± 2 – 2680 млн лет; 2 – на пересечении линий дискордии и конкордии, 38 ± 85 млн лет и $439,5 \pm 9/-6$ млн лет. Последний возраст считают предпочтительным. Выявлены синхронные комплексы мафические дайки.

Интрузивы Маунт Пейзон провали верхний силур. По этой причине, возраст руд определяют ранним девонном. Северней месторождения золотая минерализация считается ранне-среднедевонской. Допускают, сурьмяные руды одновозрастные [56].

На рис. 19 по минералогическим признакам (объекты с Hg, Sb, Tl) реконструирована последовательность становления нынешних ограничений впадины Северной Атлантики и нормальной к ней и, видимо, сопряженной структуры Тетиса, одного из основных линейментов Земли («Сороковая параллель»). Ее начало относится, судя по позиции гренилид, к концу среднего рифея (1000 ± 50 млн лет), хотя рудных объектов с летучими этого возраста мы не знаем и древнейшие из них оказываются только раннедевонскими. Мощная активизация в зоне влияния линеймента Тетиса имела место в Средней Азии и Восточном Китае (рис.19.А).

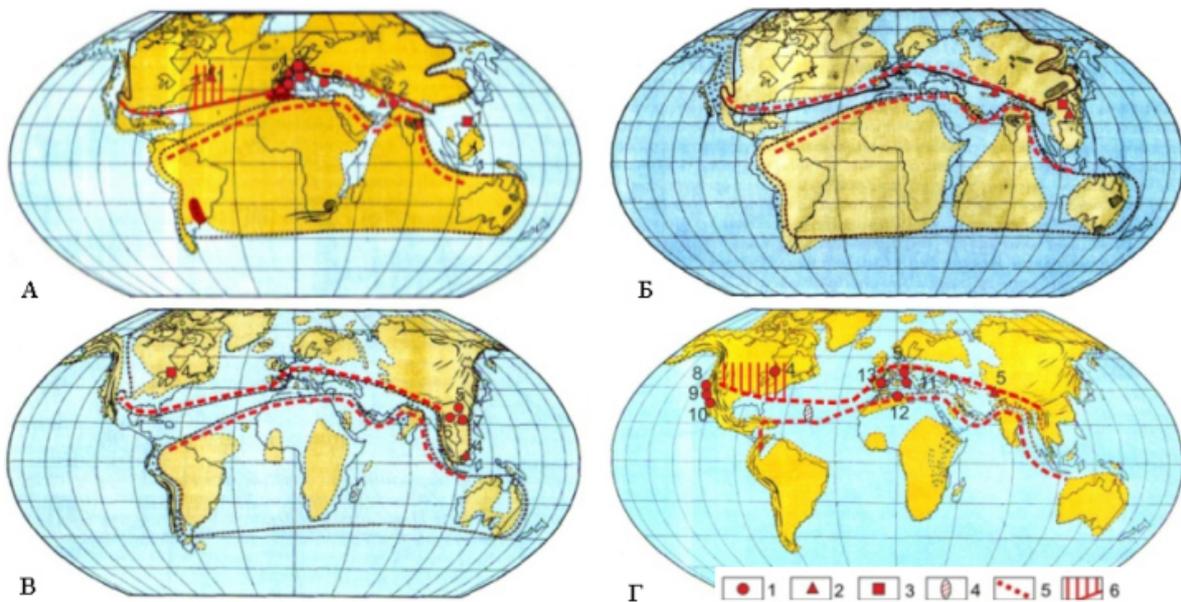


Рис. 19. Северная Атлантика. «Трещина Супер-Тетиса» («Сороковой параллели») между платформами Севера и Юга транслируется крупнейшими аккумуляциями Hg, Sb, Tl. С использованием в качестве основы [57]. Аккумуляции летучих с дата-

ми, в т. ч.: А – раннедевонскими-раннемезозойскими; Б – юрскими, В – меловыми; Г – кайнозойскими. 1 – 3 – рудные объекты: 1 – ртуть, в т. ч.: 1 – Ландсберг (354–248 млн лет), 2 – Хайдаркан (268–230 млн лет), 3 – Никитовка (200 млн лет), 4 – Идрия (Т), 5 – Гонгуанг (К), 6 – Янгшикенг (К), 7 – Ваньшань, Маучань, Дадонгла, Шуйиньчай (все К), 8 – Маякмас (KZ), 9 – Нью-Альмаден (KZ), 10 – Нью-Идрия (N₁-Q), 11 – Монте Амиата (Q), 12 – Аззаб (KZ), 13 – Альмаден (KZ?); 2 – сурьмы, в т. ч.: 1 – Бивербрук (D₂), 2 – Кадамджай (P₃, MZ₁), 3 – Сигуаньшань (155 и 124 млн лет), 4 – Бау (MZ₃), 5 – Акджилга (45 млн лет); 3 – таллия, в т. ч.: 1 – Ланьмучан (P₃), 2 – Ленгенбах (Т), 3 – Машань (J₁), 4 – Хемло (А, KZ?), 5 – Ансар (4,5–4,2 млн лет); 4 – площади Срединно-Атлантического хребта (участки Брокен Спур, Таг, Снейк Пит, Рэйнбоу, Логачев-1,2) с повышенными (5×10^{-6} – $1,2 \times 10^{-3}$ %) содержаниями Hg в донных сульфидах [58]: 5-6 – предполагаемые ограничения «Трещины Супер-Тетиса» (5) и возможная зона ее влияния на некоторых участках (6).

В юре и мелу (рис. 19 Б, В) подобные процессы происходили только на крайнем восточном фланге. В кайнозое (рис. 19 Г) мощная ртутная дегазация затронула всю протяженность «трещины Супер-Тетиса» («Сороковой параллели»). При том, что донные отложения Океана практически лишены ртути, одно из редчайших исключений, тем не менее, оказалось на продолжении Тетиса через Северную Атлантику близ ее СОХ. На площадях Брокен Спур, Таг, Снейк Пит, Рэйнбоу, Логачев-1 и 2 сульфидные руды обнаруживают концентрации мантийной ртути между 50 мг/т и 12 г/т (5×10^{-6} – $1,2 \times 10^{-3}$ %) [72]. Еще дальше к западу этот ртутноносный линеамент сочленяется с Восточным ограничением Пацифика, где многочисленны крупные скопления летучих (Сальфур Бэнк, Нью Идрия и др.).

Изложенное позволяет высказать некоторые предположения о происхождении Атлантики:

1 – предистория впадины Атлантического океана намечается с рифея (среднего и позднего). Ее этапы имеют близкое содержание в Северном и Южном бассейнах, судя по возрастам активизации конформных их ограничениям зон;

2 – трансформные разломы Атлантики, скорее всего, гидрогенного происхождения. Это зоны сдвигов, «пропиленные» слабо щелочными придонными водами повышенной плотности из-за критически значимых для этого процесса давлений на глубинах более 4 км. Тем самым получает объяснение их практически нулевой минерагенический потенциал и отсутствие продолжения на континенты;

3 – впадины Океана формировались на континентальной коре. Это подтверждается все большим числом находок не только соответствующего материала драгирования, но и открытием протяженных выходов древних гранитоидов на больших глубинах (Гранитный Клифф, Мене Бихан на севере, поднятие Рио Гранде на юге) [5].

3. Индийский океан и рудные месторождения континентальных окраин

Индийский и Северный Ледовитый океаны объединяет преимущественно пассивный облик современных континентальных окраин. При этом геологическая предистория Индийского океана существенно длительней. Есть и еще одна важная черта: в пределах акваторий и на примыкающей суши практически отсутствуют проявления летучих элементов.

Собственно Индийский океан занимает 14,4 % поверхности Земли. Это около 20 % поверхности Мирового океана (21% массы его вод). Средняя глубина –

3736 м. Из череды многих пассивных ограничений этого Океана (Восточноафриканского-Аравийского, Индостанского, Антарктического, Западноавстралийского) выделяются активная с конце палеозоя и в мезокайнозое Зондская, рубежная с Пацификом, а также Красноморская (кайнозой). Наиболее древние отложения, вскрытые бурением на Индоокеанской акватории (скв. 261), отнесены к догеру-мальму. Значительную часть Океана занимают микроконтиненты (рис. 20), т. е. площади с сохранившейся континентальной корой.

Большой интерес для нас представляет Красноморский аппендикс Индокрасноморского рифта, глубоко вдающийся в пределы Афро-Аравийской платформы, рис. 21. Он, наиболее приближенный к ВЕП, видимо, оказал некоторое влияние на минерагенические особенности юга платформы. В Красноморском рифте и ныне накапливаются металлоносные илы и рассолы с Fe, Mn, Pb, Zn, Ag, Au и т.д., заставляя вспомнить об огромных аккумуляциях Mn Оброчиште (Болгария), Никополя, Чиатури, Мангышлака, Истранса (Турция): многие отечественные ученые (Г. С. Дзоценидзе, Л. А. Яншин, М. М. Мстиславский) видели их появление в рамках Красноморской модели. Проблема в таком контексте обсуждалась и позже [55].

Г. С. Дзоценидзе [59] отметил сходство олигоценых руд Чиатури с марганцовистыми илами Красного моря. И вряд ли случайным было именно в раннем олигоцене опускание на 3-5 км квазиокеанической впадины Черного моря.

В Красноморской впадине Атлантис-II (6x15 км) в условиях продолжающейся гидротермальной деятельности разрезы металлоносных осадков похожи на те, что наблюдаются в пределах полей распространения древних колчеданов на континентах Земли. Обнаруживают схожую зональность: внизу обломочно-оксидно-пиритовая зона, затем (последовательно) нижняя сульфидная, центральная оксидная, верхняя сульфидная, поверхностная аморфно-силикатная. Здесь распространены из сульфидов те же сфалерит, более редкие, пирит, халькопирит, кубанит, барит. В отложениях встречаются самородные Al, Fe, Pb. По данным [60, с. 178–183], накопление толщи металлоносных осадков 25-100 м мощностью произошло за 25 тыс. лет. Темпы образования собственно сульфидных горизонтов мощностью 1–7 м каждый чрезвычайно высоки – до 96 см за тысячу лет. Полагают, во впадине Атлантис-II сконцентрированы ресурсы металлов (в скобках содержания в верхнем горизонте, %): Zn – 1,7 млн т (3,4%), Cu – 0,7 млн т (1,3%), Pb – 30 тыс. т (0,1%), Au – 21 т, Ag – 2100 т.

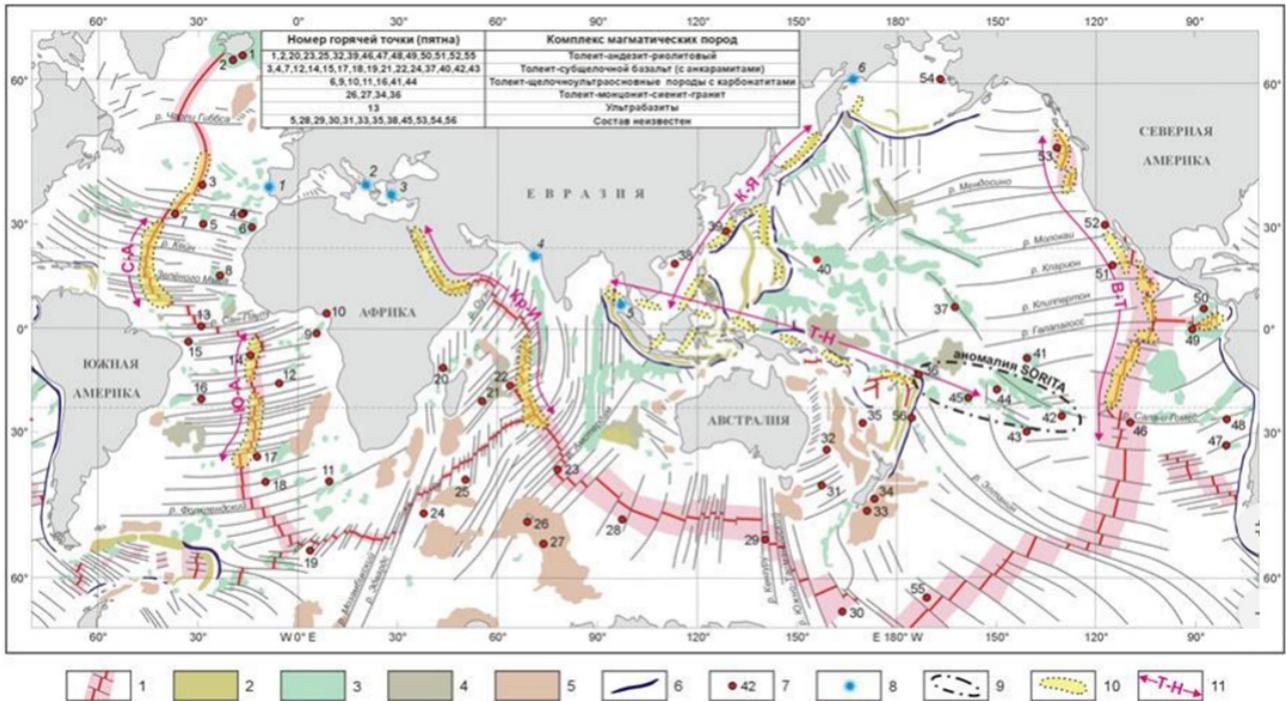


Рис. 20 Микроконтиненты и энергоактивные мегазоны Индоокеанского сегмента Мирового океана. По [8, рис. 203]. 1 – осевая зона срединно-океанического хребта (СОХ) с центральным рифтом и трансформными разломами; 2 – поднятия островных дуг; 3 – вулканические и вулканотектонические поднятия; 4 – поднятия типа «океанских земель»; 5 – микроатерики; 6 – окраинные желоба; 7 – горячие точки (пятна); 8 – местоположение катастрофических землетрясений и цунами, зафиксированных в историческое время (1 – Лиссабонское, 2 – Скопле, 3 – Анталя, 4 – Кач, 5 – Андаманское море, 6 – Тилички); 9 – изотопная и термальная аномалия SORITA; 10 – участки океанического дна с установленным повышенным (> 200 мВт/м²) тепловым потоком; 11 – гидротермально- и энергоактивные мегазоны океана: в срединных хребтах (С-А – Северо-Атлантическая, Ю-А – Южно-Атлантическая, Кр-И – Красноморско-Индийская, В-Т – Восточно-Тихоокеанская); в Западно-Тихоокеанской транзитали (К-Я – Курило-Яванская, Т-Н – Тонго-Новогвинейская).

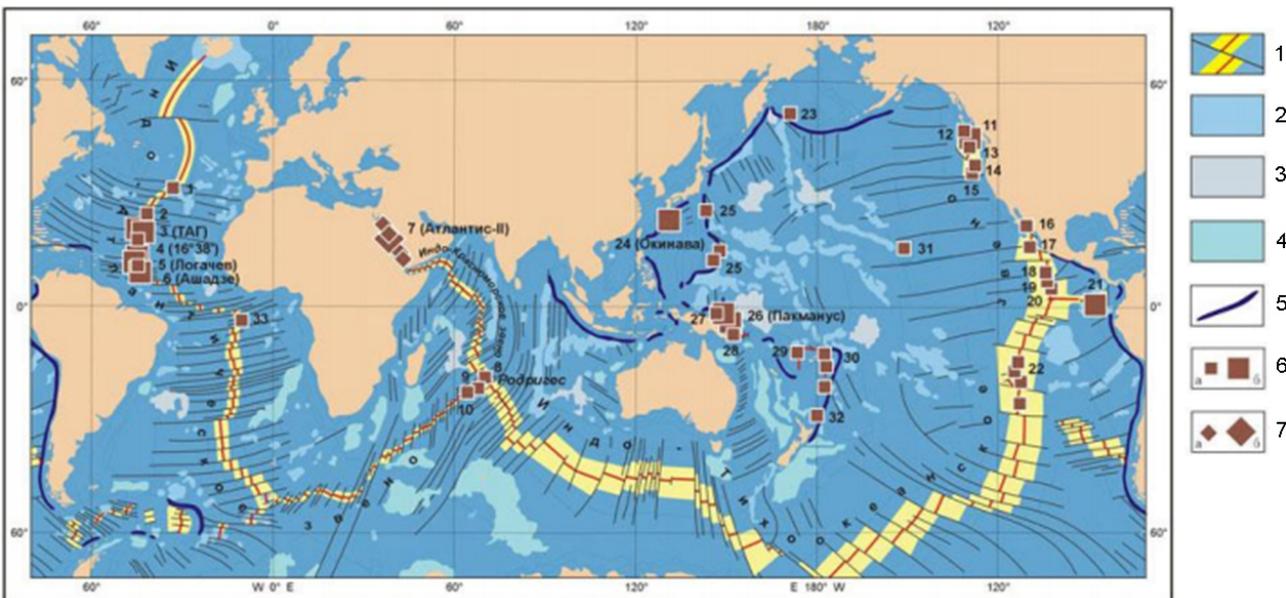


Рис. 21. Красноморский аппендикс Индокрасноморского рифта глубоко проникает в пределы Афро-Аравийской платформы, обеспечивая накопление металлоносных илов и рассолов. По [8, рис. 211]: 1 – осевая зона срединно-океанического хребта (СОХ) с центральным рифтом и трансформным разломом; 2 – вулканические и вулканотектонические поднятия; 3 – поднятия типа «океанских земель»; 4 – микроатерики и аваншельфы; 5 – окраинные желоба; 6 – скопления сульфидных руд: а – мелкие и средние, б – крупные; 7 – скопления металлоносных рассолов: а – мелкие и средние, б – крупные. Основные скопления гидротермальных и гидротермально-осадочных руд океана. Район САХ (0° – 40° с.ш.): 1 – Лаки Страйк; 2 – Брокен Спур; 3 – рудный узел ТАГ (рудное тело Рона, постройка Мир); 4 – рудное поле 16°38' с.ш.; 5 – рудный узел Логачев; 6 – рудное поле Ашадзе. Крас-

номорский рифт: 7 – впадина Атлантик II; 8 – Индийский океан, тройное сочленение Родригес; рудная зона MESO; 9 – Кайрайт; 10 – гора Джордан. Северо-восток Тихого океана: 11 – Миддл-Вели; 12 – хр. Эксплорер; 13 – хр. Эндевор; 14 – хр. Хуан-де-Фука; 15 – хр. Горда. Калифорнийский залив – ВТП: 16 – впадина Гуаймос; 17 – 21° с.ш. ВТП; 18 – 12° с.ш. ВТП; 19, 20 – 6° – 8° с.ш. ВТП. Галапагосский хребт: 21 – Галапагос. Южная часть ВТП: 22 – 20°–22° ю.ш. Западно-Тихоокеанская транзиталь: 23 – вулкан Пий-па; 24 – трог Окинава; 25 – дуга Идзу-Бонино, Марианская; 26 – Пакманус; 27 – Манус; 28 – Вудларк; 29 – Северо-Фиджийский бассейн; 30 – трог Лау. Океанические плиты: 31 – вулкан Лоихи (к юго-востоку от Гавайского поднятия); 32 – вулкан Бразерс. Южная Атлантика: 33 – 5° ю.ш.

И все же, судя по этим описаниям, красноморские металлоносные осадки, в накоплении которых велика роль гидротерм, лишь ограниченно похожи на нижнеолигоценые мономинеральные марганцевые руды месторождений, окруживших Черноморский бассейн. Догадка Г. С. Дзюценидзе и других отечественных исследователей интересна, продуктивна, но – требует дальнейшего развития.

Ограничения Индийского океана, как и уже рассмотренные выше Тихоокеанского и Атлантического, конформны на большой протяженности с тектоническими структурами континентов, а береговая линия иногда в деталях, повторяет простирающие породы древнейших комплексов (нижнеархейские гнейсы) на юге Индостана.

Примерно эта же картина свойственна и индоокеанской Восточной Африке и Мадагаскару (рис. 22), хотя речь здесь идет, скорее, о конформности не со складчатостью, а основными рудоконтролирующими разрывами. Последние, судя по возрасту приуроченных к ним пегматитов и карбонатитов, существуют, как минимум, с раннего протерозоя.

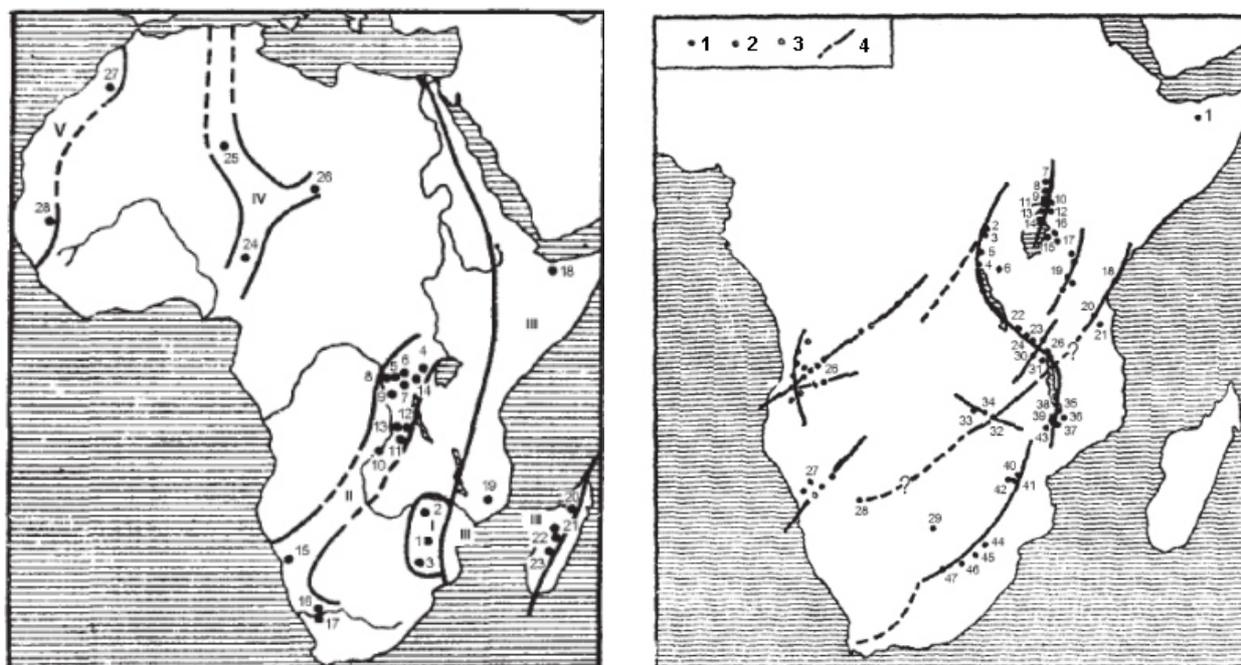


Рис. 22. Левый рисунок: минерагенические пояса на востоке Африки и Мадагаскаре с месторождениями редкометалльных пегматитов в целом конформны западному ограничению Индийского океана. По [61, рис. 28, с. 122]. Римские цифры на схеме, структурные пояса: I – катархейский Зимбабвийско-Трансваальский (Себаквийско-Булавайский), средние даты 2,65 млрд лет; II – позднеархейский Центрально-Африканский, даты для рудоносных (колумбит–танталит, берилл, литиевые минералы) пегматитов – 1050–800 млн лет; III – раннепалеозойский Восточно-Африканский-Мадагаскарский, даты для рудоносных (берилл, в т.ч. аквамарин, колумбит–танталит, литиевые минералы, TR) пегматитов – 550–480 млн лет; IV – раннепалеозойский Нигерийско-Сахарский, даты для рудоносных (касситерит, танталит–колумбит, тапиолит $Fe(Ta,Nb)_2O_6$, литиевые минералы) пегматиты с датами 485 млн лет; V – позднерифейский (?) Марокканско-Малийский, пегматиты с бериллом. Месторождения – арабские цифры на схеме. Правый рисунок. редкометалльные (в т.ч. ниобиеносные) карбонатитовые комплексы на востоке Африки конформны западному ограничению Индийского океана. По [61, рис. 46, с. 169]. 1 – карбонатит-щелочные комплексы; 2 – комплексы основных пород; 3 – кольцевые гранитные комплексы; 4 – линии рифтогенных глубинных разломов 1–47 – месторождения в карбонатитах.

4. Северный Ледовитый океан (СЛО) и проявления тектонической активности континентальных окраин

Северный Ледовитый океан – самый небольшой океанический бассейн. Он занимает 13,1 млн км² (2,8% площади Мирового океана). Объем его вод 17 млн км³ (по другим оценкам, колеблется между 14,7 и 17,6 км³),

рис. 23. Шельф занимает вместе с континентальными окраинами 45% акватории [62, с. 412–419] Этот океан, продолжение и внутриматериковое окончание Атлантики, имеет особый геополитический интерес для России, доказывающей в международных инстанциях, что он является естественным продолжением Российского континентального шельфа. В ранних работах

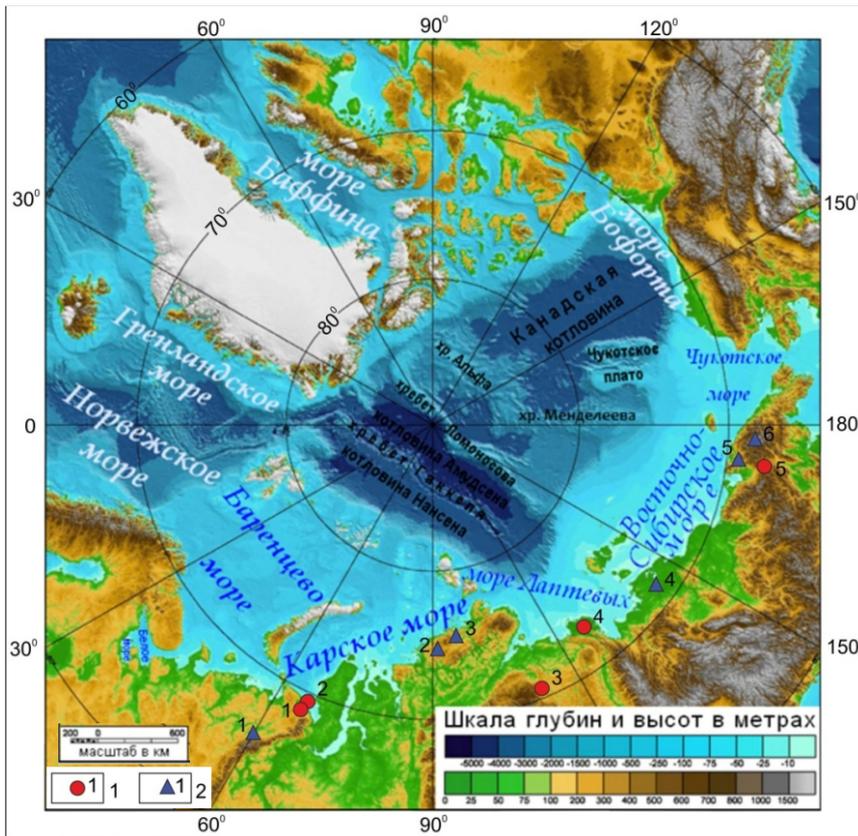


Рис. 23. Некоторые проявления мел-кайнозойской тектонической активности вдоль Евразийского обрамления Северного Ледовитого океана. В качестве основы использована схема [63]. 1 – криптовулканические структуры, в т. ч.: 1 – Карская (60±5 млн лет); 2 – Усть-Карская (60±5 млн лет); 3 – Попигаевская (65–29 млн лет); 4 – Беевиче-Салаатлинская (40±20 млн лет); 5 – Эльтыгытгытгы (3,5 млн лет); 2 – ртутьсодержащие рудные объекты, в т. ч.: 1 – Каталамбинское м-ние; 2 – Тарейский рудный район, 3 – Нижнепясинский узел, 4 – Кючус, 5 – Полянское, 6 – Пламенное.

И. С. Грамберг, Ю. Е. Погребницкий [64 с. 146–158] отмечали и его специфику: 1 – присутствие мощной древней зоны на британско-гренландских порогах, пограничных с собственно Атлантикой; 2 – погребенные грабены на дне моря Лаптевых. «Именно здесь близ устья р. Лены находится геометрический (эйлеров) центр или полюс раскрытия Сев. Атлантики, севернее которого располагается сектор растяжения, а к югу – сектор сжатия, имеющие геологические выражения. Таким образом, внутри Арктики граница Евразийской и Американо-Северо-Восточной плит, проходя через полюс вращения, преобразуется из дивергентной в конвергентную обдукционного типа»; 3 – глубоководная часть (см. рис. 23) включает бассейны Норвежско-Гренландский (со срединным хребтом и мощностью коры ~7 км), Евразийский (между Карским, Баренцевым морями и хребтом Ломоносова), Американо-Северо-Восточный (между хребтом Ломоносова и окраинами Северной Америки и северо-восточной Азии). Мощность коры 10 км, глубины 3–4 км. Евразийский бассейн разделен низкосрединным срединноокеаническим хребтом (СОХ) Геккеля; 4 – для шельфа океана характерна утонченная континентального типа кора мощностью 30–35 км; 5 – впадина океана формировалась в этапы докембрийской (Р–К, возникли орогены, поднятия-геотурмы, прогибы, овалы проседания по рифтогенным разломам) и океаническую (K₂d–KZ, раскол, рифтогенез по оси центрального свода до олигоцена, листрические сбросы в олигоцене–миоцене, воздымание СОХ на фоне общих погружений с плейстоцена по четверть).

И. С. Грамберг и О. И. Супруненко [64, с. 47–51] полагают, что арктические акватории скрывают 85% ресурсов УГВ Российского шельфа, называя наиболее перспективным юрско-меловой терригенный комплекс морей Баренцева и Карского. Именно к нему приурочены газоконденсатный гигант Штокман (запасы газа 3 трлн. м³), мало исследованные месторождения Лудловское и Ледовое. И. С. Грамберг [7, 8, 64] отдал предпочтение Северному Ледовитому океану при оценке потенциальных извлекаемых ресурсов УГВ всех океанов, заметив, что «характер взаимодействия континентальной рамы и Океана является определяющим фактором размещения нефтегазового потенциала в Мире» [8]

А. Ф. Морозов с соавторами [65] обобщили результаты драгирования донных осадков центральной части Океана, полученные во время экспедиций НИС «Академик Фёдоров» в 2000, 2005, 2007 гг, а также ледоколов США «Nealy» (2008, 2009 гг.) и ФРГ «Polarstern» (2008 г.), Российской высокоширотной экспедиции «Арктика-2012». Установлено, что на поднятии Менделеева распространены преимущественно обломки осадочных пород – доломиты, кварцевые песчаники, известняки с фауной D-P. 10–15% магматитов – гранитогнейсы AR-PR₁, габбро-долериты PR₃. Метаморфиты представлены кварцитами, гнейсами, метабазами, зелеными сланцами. Полагают, все они подстилают мел-кайнозойские рыхлые осадки океанического дна.

В экспедиция «Арктика-2012» при бурении на

хребте Менделеева вскрыты базальты кайнотипного облика, схожие с меловыми породами этого типа морских гор северней Чукотского плато, хребта Альфа, островов Де-Лонга, Земли Франца-Иосифа. Все они принадлежат Магматической Провинции Высокой Арктики и образованы при активности Высокоарктического мелового плюма (HALIP) [62, с. 412–419]. Эти авторы отнесли меловые базальты хребта Менделеева, залегающие на рубеже осадочного чехла и складчатого фундамента, к типу плато. Видеосъемка зафиксировала коренные выходы перечисленных пород на дне. Всего цитированные авторы исследовали 21 тыс. фрагментов, включая 100 образцов крупнее 10 см и 5000 более 1 см. Крупные обломки наблюдались только на подводных поднятиях.

В экспедицию НИС «Академик Фёдоров» (2007 г.) в точке Северного полюса (станция АФ–0701, север котловины Амудсена) в донных осадках среди гравия и дресвы жильного кварца, алевролитов, песчаников обнаружили 5 обломков гранитов [66]. По определениям ВСЕГЕИ (SHRIMP, U–Pb, 15 зерен циркона), полученным в 2009 г., самые молодые цирконы датированы 2221 ± 10 млн лет – 2492 ± 16 млн лет. Цирконы из гранита с кислым плагиоклазом имели возраст – 2651 ± 21 – 2684 ± 25 млн лет. Из гранито–гнейса образца 1 выделено 8 кристаллов циркона. Даты для них: 2954 ± 8 , 2976 ± 10 , 2987 ± 8 , 2454 ± 17 , 2370 ± 9 млн лет. Два циркона образованы минералом двух генераций с разностью образования 200 млн лет [66].

Единовременное присутствие древних пород в донных осадках Ледовитого океана фиксировалось и ранее, но объяснялось рафтингом – ледовым переносом от берегов. Это хорошо подтверждалось направлениями движения льдин. Однако упомянутые отечественные исследования подтвердили местное происхождение части магматитов и осадочных образований, описав их коренные выходы в эскарпах субокеанических хребтов.

Признаки кайнозойской тектонической активизации вдоль Евразийской окраины СЛО

Как и у остальных океанов, хотя и в меньшей степени, прибрежные ограничения СЛО оказываются конформными тектоническим структурам суши, используют и приспособляются к ним. Это хорошо выражено в случае Кольского полуострова (рис. 24): на северо-востоке поле развития микроклиновых гранитов и гнейсо-гранитов, гранодиоритов согласно облекается береговой линией Баренцова моря.

К Евразийской окраине СЛО приурочена и редкая цепь крупных кольцевых очаговых вулканотектонических (криповулканических) структур ОВТС (Карская, Усть–Карская, Попигайская, Беенчиме–Салаатинская, Эльгыгытгын, см. рис. 23). На Таймыре и Чукотском полуострове вдоль побережья СЛО размещены рудные объекты с мантийной ртутью, а также сурьмой. Первые кайнозойские, вторые, предположительно, меловые.

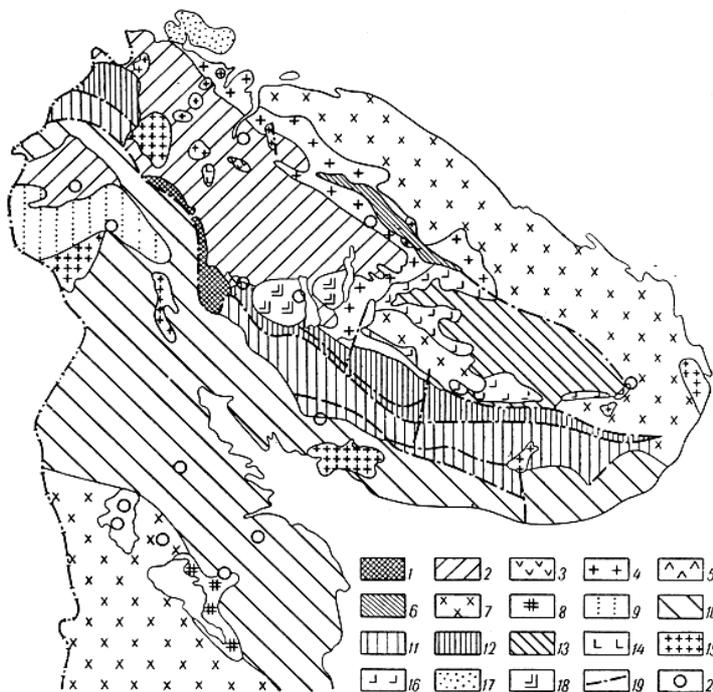


Рис. 24. На северо-востоке Кольского полуострова поле развития микроклиновых гранитов и гнейсо-гранитов, гранодиоритов согласно облекается береговой линией Баренцова моря. Использована «Схематическая карта районов Кольского полуострова, для которых выполнены измерения возраста пород свинцовым методом», по [67]: 1 – габбро-нориты – лабрадориты хребта Чуна-, Монче- и Волчьих тундр; 2 – кольская серия; 3 – гиперстенные диориты; 4 – древнейшие олигоклазовые граниты; 5 – Мончегорский плутон основных – ультраосновных пород; 6 – гнейсы и амфиболиты свит Полмос и Порос; 7 – микроклиновые граниты и гнейсо-граниты, гранодиориты Кольского полуострова и Карельского основания карелид; 8 – чарнокиты Карелии; 9 – гранулиты беломорид; 10 – гнейсы и мигматиты беломорского комплекса; 11 – вулканогенно-осадочные толщи тундровой серии; 12 – осадочно-вулканогенные толщи имандра-варзугской и печенгской серий; 13 – гнейсы и сланцы кейвской серии; 14 – ультраосновной массив Гремяха-Вырмес; 15 – микроклиновые граниты; 16 – щелочные граниты и метасоматиты; 17 – песчаники, сланцы, кварциты рифея–венда; 18 – ультраосновные – щелочные массивы (каледонские); 19 – разломы; 20 – места взятия проб на радиоизотопное датирование.

Очаговые кольцевые структуры обрамления СЛО. Кайнозойская тектоническая активизация и ее минерагенические последствия для южной (Евразийской) периферии Северного Ледовитого океана стала более известной, благодаря работам И.С. Грамберга,

Д.А. Додина, Ю.М. Довгаля, М.Е. Городинского, других исследователей. Материалы обобщены в докторской диссертации А. Н. Евдокимова [68], в которой тоже обращено внимание на закономерное расположение ОВТС.

Отметим особенность: сравнительное нарастание тектонической активности в кайнозое с запада на восток, от Карского моря через Восточную Сибирь к Чукотке. Последняя оказалась регионом, на площади которого совместились фронты океанизации СЛО и Пацифика, с чем связано появление четвертичных вулканов Аннойского, Алучинско-Бургахчанской группы Билибинского района, значительное распространение горячих минерализованных источников, вроде Чаплинских высокотемпературных, +80-87°C Провиденского района.

Названные вулканогенно-тектонические формы, помимо тяготения к условному разделу Континент-СЛО, объединяют и прочие черты: 1 – положение на границах крупнейших блоков, положительных (Пай-Хойский антиклинорий, Анабарский щит) и активных отрицательных (авлакогены Колво-Денисовской системы Баренцовой плиты, Муно-Оленекский прогиб); 2 – особые, довольно узкие, временные интервалы возникновения, в течение которых на платформах Земли происходило формирование в т.ч. и классических алмазоносных кимберлитов (рубеж позднего мела и палеоцена, эоцен). Так, возраст тагамитов и стекол Карского объекта (48-65 млн. лет, К-Аг, по [69, с. 110] весьма обычен для промышленно алмазоносных диатрем провинции Слейв, находящейся с «противоположной» стороны Ледовитого океана (диатремы Панда, Су, Мизери, Коала и др.). С ними перекликается и наиболее активный интервал становления многостадийной **Попигайской** структуры – 38,9 млн лет, К-Аг по стеклам, тагамитам, треки U по стеклам [69, с. 130] и т. д. Факт синхронности становления ОВТС и тел классических кимберлитов очень интересен. Он свидетельствует об определяющей роли однотипных тектонических обстановок планетарного ранга в эти временные интервалы, а точнее – в эпохи преобладающей дилатансии. И, наоборот, в противостоящие эпохи общего сжатия, когда кимберлитообразования нет, не возникают и очаговые вулканотектонические структуры. Остается дискуссионной геологическая природа практически не изученной впадины оз. **Эльгыгытгын** на севере Анадырского района (граница с Чаунским), по некоторым признакам (структурная позиция, размеры) из того же ряда.

Значение взгляда на ОВТС как на земные тектонические формы, а не на «астроблемы», к чему приходят многие геологи, велико: он выводит примечательные кольцевые объекты из поля случайностей (тектоническое значение «астроблем» ограничено постударными последствиями) в реальные структурно-тектонические и минерагенические обстоятельства регионов. В таком случае они оказываются важными элементами общей картины кайнозойской тектонической активности в бассейне Северного Ледовитого океана, среди проявлений которого и впервые открытый молодой вулканизм хребта Гаккеля (между Землей Франца-Иосифа и Северным полюсом), и щелочные оливиновые базальты натриевого типа с ветвями субщелочного ряда Шпицбергена и архипелага Де-

Лонга. Не все эти объекты хорошо изучены (исключение – Попигайский), лишь для некоторых выполнены радиоизотопные определения возраста. Однако некоторые чрезвычайно богаты лонсдейлитом (Попигай), который при благоприятной конъюнктуре может оказаться конкурентом искусственным алмазам. В других открыты проявления или аномальные содержания глубинных Ni, Co, Cr (**Кара**).

Близкие, во всяком случае, по морфологии формы известны и на противоположном побережье СЛО, на островах Канадского Арктического архипелага. Такова, например, структура Хохтон (Naughton), о. Девон, выбранная НАСА как модель для изучения эволюции рельефа Марса. Как пример приведем и Авак-1 (Avak-1) на крайнем севере Аляски. Рассмотрение детальной их «ожерелья» вокруг СЛО должна стать темой самостоятельной интересной статьи.

Молодые вулканы и термы Евразийской окраины СЛО. Данные о вулканах Аннойском, Алучинско-Бургахчанской группы Билибинского района Чукотки и многих выходах современных терм важны для дискуссии о современных эндогенных процессах на стыке СЛО и Пацифика, отдаленном структурном аналоге Сундаленда (Мьянма – Калимантан, стык Индийского океана и Пацифика).

Аннойский стратовулкан (официальное название комсомольских времен «Вулкан Молодых») извергался и в историческое время, примерно пятьсот лет назад. Хорошо сохранился его конус, сложенный трихибазальтами. Он возвышается над уровнем моря на 1100 м, над окрестностями – на 50–110 м. Поток трихибазальтов полосой по ширине 2-3 км при протяженности 56 км сначала был направлен от конуса на север, но затем круто развернут на юго-запад, нащупав долину одного из притоков р. Монни (рис. 25).



Рис. 25. Четвертичный-современный Аннойский вулкан в 70 км к югу от посёлка Кеппервеем в Билибинском районе Чукотки <http://www.fototerra.ru/image.html?id=208502&size=medium>

Азотные, кремнистые, бромные, высокоминерализованные щелочные термальные воды на поверхности обнаружены в административных районах Чукотском (Восточный, Лоринский, Термальный), Провиденском

(Сенявинские, Чаплинский) [70], рис. 26. Выход терм Восточного у с. Уэлен находится в долине руч. Горячего. Помимо него, термальные (36-69°) хлоридные Са-Mg минерализованные воды, иногда газифицирующиеся, самоизливаются из нескольких местных скважин.

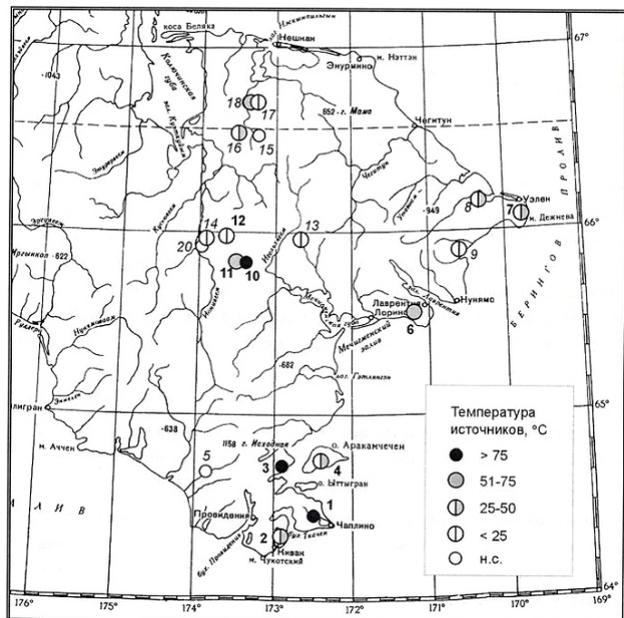


Рис. 26. Термальные воды Восточной Чукотки. По Е. А. Вакину [71, рис. 1]. Источники: 1 – Чаплинские, 2 – Кивакские, 3 – Сенявинские, 4 – Аракамченские, 5 – Синевазские, 6 – Лоринские, 7 – Дежневские, 8 – Пыкеньвээские, 9 – Итыкивээские, 10 – Мечигменские, 11 – Туманные, 12 – Ионийские, 13 – Нельпыгеньвээские, 14 – Оленьи, 15 – Кубинские, 16 – Тенинские, 17 – Тэюкейские, 18 – Нешканские.

Рудные объекты с летучими. Месторождения Hg, Sb известны в приграничной полосе СЛО на Таймыре, в примыкающих районах Верхоянья и на Чукотке. Все они имеют, предположительно, меловой возраст. Таков Тарейский прогнозируемый рудный район с Au, Hg, As, Sb в Таймырском (Долгано-Ненецком) автономном округе. В его составе рудные поля: Извилистое (участки Извилистый, Большой Порфиновый, Птенцовый), Аномальнинское и Мутнинское. Проявление содержит киноварь-реальгар-аурипигментовую и золотую минерализацию. «Стратиформная залежь на Извилистом осложнена наложенным оруденением штокверкообразного типа (600 x 250 м) с шестью рудоносными зонами, мощность которых составляет в среднем 15 м. Первая стадия – золото-кварц-пирит-арсенипиритовая, вторая – золото-кварц-антимонитовая. В последующие стадии происходило формирование реальгар-кальцитового и реальгар-киноварного оруденения. В отдельных рудных телах среднее содержание Hg составляет 0,6, As – 15, Sb – 0,1–0,4%, при максимальных концентрациях соответственно 13,6; 65; 4,5%. Средние содержания Au (результаты пробирных анализов) от 1–4 до 42,45 г/т [72].

Чукотка – регион, в котором основные рудные узлы явно, рис. 27 в большинстве тяготеют к приокеани-

ческим областям Ледовитого и Тихого океанов, которые несколько древнее **Анюйского**. Их лавовые потоки неоднократно разбуривались; на забое встречали подстилающие эффузивы *верхнеплейстоценовые* отложения. В пределах описываемого сектора ИМП эту площадь полагают весьма перспективной на МПГ, аккумуляции которых типичны для древних платформ. Общие ресурсы для Чукотки оценены в 1,5 т МПГ. Для Алучинского горста характерен и предшествующий дочетвертичный многостадийный магматизм, ранние проявления которого пермские (или триасовые) представлены алучинским комплексом офиолитов, более поздние егдгкычского комплекса – раннемеловые. Даты для всех не опубликованы даже в зарубежных источниках, верный признак того, что их нет. Алучинский офиолитовый массив занимает три отдельных площади. В связи с проблемой поиска источника местных платиноидов стали лучше известны вулканы группы Алучин, тяготеющие к региональному ранга разлому. Самое крупное тело (250 км²) прослежено по простиранию на 40 км. Оно сложено преимущественно перидотитами (гарцбургитами), подчиненными дунитами и пироксенитами, серпентинизированными в разной степени. В приконтактных частях комплекса встречены частые дайки долеритов, трахидолеритов, диоритовых порфиритов, аплитов, многочисленные кварцевые жилы. Габбро-сиенит-монцонитовый егдгкычский комплекс нижнего мела формировался в две или три основные фазы. В раннюю появились габбро и габбро-диориты, позднее – различные сиениты, иногда содержащие кварц, а в других случаях с щелочным уклоном, а также кварсодержащие диориты. Выявленные В. П. Фоминым интрузии клинопироксенитов-габбро диаметром до 4,5 км относят к ранней фазе егдгкычского комплекса. Некоторые из них похожи по грубо концентрическому строению и петрохимическим характеристикам на тела базитов-ультрабазитов Уральско-Аляскинского типа. Распространены в пределах Алучинского горста и гипабиссальные интрузивы. Самые крупные из них (12 км x 3-4 км) сложены преимущественно трахилипаритами. Субвулканические образования окружены зонами ороговивания. Алучинский горст богат проявлениями эндогенных руд.

В породах алучинского комплекса выявлены хромиты, ассоциирующая Ni-(Fe) сульфидная минерализация. Монцонит-порфиры и связанные с ним гипабиссальные магматиты раннемелового егдгкычского комплекса сопровождают меднопорфировые и золото-серебряные полисульфидные проявления, которые наряду с Mo-Cu-(Au) кварцевыми телами полагают источником золота в россыпях [73]. Международным коллективом исследователей в породах Алучинского горста (Баимская золото-платинометаллическая россыпь) открыт новый минерал соросит Cu(Sn,Sb), названный в честь Дж. Сороса. Его кристаллы длиной 0,1-0,4 мм образуют включения в Sb-носном самородном олове, прорастания в стистаите SnSb. Минерал сопровождается самородным свинцом, герценбергитом SnS, иногда касситеритом.



Рис. 27. Чукотский сегмент континентального ограничения СЛО и Пацифика. Большинство рудных узлов тяготеет к перикокеаническим (Ледовитый и Тихий океаны) регионам. vsegei.ru>ГИС-Атлас Недр России>..._ao/62-63_sprav_MSB.doc

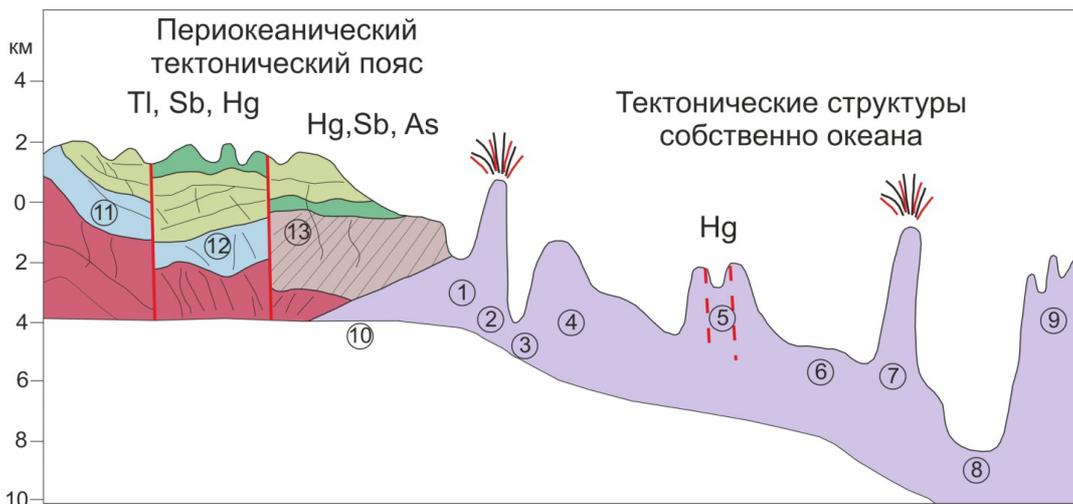


Рис. 28. Тектонические структуры каждого Океана включают его перикокеанический тектонический пояс и тектонические формы дна. Цифрами обозначены: 1 – перикокеанические морские бассейны; 2 – вулканические дуги; 3 – задуговые глубоководные желоба; 4 – континентальный склон и океаническое дно; 5 – СОХ; 6 – ложе океана; 7 – внутриокеанические вулканические дуги; 8 – глубоководные впадины; 9 – область подводных гор-гойотов; 10 – зона поддвига; 11–13 – континентальные вулканические дуги, омолаживающиеся в сторону Океана, с проявлениями все более глубинных тектонических и минерагенических процессов (по мере углубления океанического ложа).

Заключение и выводы

Расшифровать геологическую историю Мирового океана невозможно, концентрируя внимание лишь на глубоководных акваториях и даже шельфе, пренебрегая структурами складчатого обрамления, рис. 28. Для Пацифика это выделенный Ю. М. Пушаровским [1–3] «Тихоокеанский тектонический сегмент», объединивший Тихий океан и Тихоокеанский тектонический пояс. Аналогичные тектонические сегменты есть и у остальных океанов, что подчеркивается конформностью структур периокеанических на континенте и собственно океанических ограничений. При этом использование минерагенических данных в реконструкции геологической истории Мирового океана привносит в дискуссию проверяемую и точную информацию о сформировавшихся в этапы этой истории рудных объектах.

Континенты и океаны не антагонисты как нередко утверждают, они объединены общей геологической историей Земли. Начав формирование в обстановках доминирующих растяжений рифея, океанические формы долгое время (более 300–400 млн лет) продолжали оставаться структурами континентальными. Ускорившееся в триасе и юре погружение, вело к вовлечению в тектонические деформации все новых полос периферической суши (тектонические пояса Корякии). Глубинность процессов на периферии возрастала. В перми затрагивались только верхи коры, что нашло отражение в появлении гигантских аккумуляций таллия (Ланьмучань), в юре в Тихоокеанском тектоническом поясе возникли коровые, но более глубинные месторождения сурьмы (Сигуаньшань). В мелу и кайнозойе к последним добавились многочисленные объекты с мантийной ртутью. Исследование реликтов доокеанических (дотриасовых) отложений и минерагенических комплексов, сохранившихся в периферических для океанов складчатых поясах (клиппены, экзотические глыбы, в других случаях как в Кордильерах, обширные выходы пород докембрия-палеозоя), обнаруживает их платформенные или субплатформенные черты. Это позволяет расшифровать ранние этапы геологической истории (предыстории) океаногенеза, первые признаки влияния на континентальные окраины начавших формирование (пока неявно) океанических котловин.

ЛИТЕРАТУРА

1. Пушаровский, Ю. М. Тектонический феномен океанов // Фундаментальные проблемы общей геотектоники / Ю. М. Пушаровский, – М.: Научный мир, 2001. – С. 174–230.
2. Пушаровский, Ю. М. Тектоника океанов / Ю. М. Пушаровский // Планета Земля. Тектоника и геодинамика. [Л. И. Красный и др. ред.]. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. – С. 226–232.
3. Пушаровский, Ю. М. Тектоника Земли / Ю. М. Пушаровский. – Тектоника и геодинамика. – М.: Наука. – 2005. – 352 с.
4. Савко, А. Д. Историко-минерагенические провинции Мира / А. Д. Савко, Л. Т. Шевырёв. – Труды НИИ геологии ВГУ. – Вып. 71–80 – Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та. – 2012–2013.
5. Савко, А. Д. Историко-минерагенический подход к исследованию мирового океана. Статья 1. Конкурирующие

- гипотезы и новые фактические данные / А. Д. Савко, Л. Т. Шевырёв. – Вестн. Воронеж. гос. ун-та. – Сер.: Геология. – 2016. – № 4. – С. 5–14.
6. Грамберг, И. С. Сравнительная геология и минерагения океанов и их континентальных окраин с позиций стадийного развития океанов / И. С. Грамберг // Геотектоника. – 2001. – № 6. – С. 2–19.
7. Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. – СПб.: ВНИИ Океангеология, 2002. – С. 17–35.
8. Геология и минерагения Мирового океана - Геологический портал [Электронный ресурс] URL www.geokniga.org/bookfiles/geokniga-249.pdf (Дата обращения 15.06.2016).
9. Васильев, Б. И. Меланезийский тип Тихоокеанской зоны перехода / Б. И. Васильев // - Тихоокеанская геология. – 1993. – № 5. – С. 3–12.
10. Сиротин, В. И. Доархейская и архейская история Земли: этапы, геодинамика и зарождение литогенеза / В. И. Сиротин. – Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. – 2010. – № 2. – С. 32–44.
11. Фролов, В. Т. Происхождение Тихого океана / В. Т. Фролов, Т. И. Фролова. – 2-е изд., доп. – М.: МАКС Пресс. – 2011. – 52 с.
12. Андреев, С. И. Мировая талассогенная система. Тектоника и геодинамика. Срединно-океанический хребет (СОХ) / С. И. Андреев // Энциклопедический справочник «Планета Земля». – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ. – 2004. – С. 257–259 и 601–604.
13. Геологическое строение и происхождение Тихого океана. [Б. И. Васильев, ред.]. – ТОИ ДВО РАН. – Владивосток: Дальнаука. – 2005. – 167 с.
14. Говоров, И. Н. Петрографические провинции Тихого океана / И. Н. Говоров, Э. Д. Голубева, И. К. Пущин и др. – М.: Наука. – 1996. – 444 с.
15. Магматические формации базальтового фундамента Тихого океана. – Л.: Недра. – 1986 – 52 с.
16. Фролова, Т. И. Платобазальтовый вулканизм и океанообразование / Т. И. Фролова, И. А. Бурикова // Спорные вопросы тектоники плит и альтернативы. – М.: ИФЗ РАН. – 2002. – С. 30–48.
17. Волошин, А. В. Очерки истории минералогического изучения редкометалльных и амазонитовых гранитов/ А. В. Волошин // Геология и стратегические полезные ископаемые Кольского региона. Труды XI Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии. – Апатиты, 7–8 апреля 2014. – С. 10–25.
18. Грамберг, И. С. Геология и минерагения позднерусско-четвертичного осадочного чехла в океанах и на континентах / И. С. Грамберг, Е. Н. Исаев, Л. Э. Левин. – М.: ВНИИЗарубежгеол. – 1993. – 681 с.
19. Андреев, С. И. Геодинамика и рудогенез Мирового океана / С. И. Андреев. – СПб.: ВНИИОГ. – 1999. – 210 с.
20. Ермаков, В. А. Геологические модели формирования эпиконтинентальных впадин задуговых бассейнов / Е. А. Ермаков // Проблемы глобальной геодинамики. – М.: ГЕОС. – 2000. – С. 175–192.
21. Ермаков В. А. Особенности развития активной континентальной окраины (на примере Курило-Камчатского региона) / Е. А. Ермаков. – М.: Изд-во РАН. – 2002. – С. 158–188.
22. Красный, Л. И. Планета Земля / Л. И. Красный, О. В. Петров, Б. А. Блюман. – Тектоника и геодинамика. – [Б. А. Блюман, ред.] – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. – 2004. – 652 с.
23. Фролов, В. Т. Восточный Китай: признаки деструкции континентальной коры / В. Т. Фролов // Вестн. МГУ. – 2000.

- Сер. Геология, 2000 (4). – № 2. – С. 23–32.
24. *Frolova, T. I.* Magmatism and transformation of Earth crust in Active margin / T. I. Frolova, L.L. Perchuk, I.A. Burikova. – LLD New Dahly : Oxford. IBH. Public. Co. - 1992. – 362 p.
 25. *Белоусов, В. В.* Переходные зоны между континентами и океанами / В. В. Белоусов. – М.: Недра. - 1982. – 150 с.
 26. *Маракушев, А. А.* Петрология и рудоносность Тихого океана / А. А. Маракушев, В. Г. Моисеенко, В. Г.Сахно, И. А. Тарарин // Тихоокеан. геология. - 2000. - Т.19. - № 6. - 138 с.
 27. *Маракушев, А. А.* Роль магматического замещения в процессах формирования и эволюции континентальной земной коры / А. А. Маракушев // Проблемы глобальной геодинамики. - Вып. 2. - М.: Изд. РАН. - 2003. - С. 214-229.
 28. *Frolova, T. I.* Role of magmatism in process of oceanisation / T. I. Frolova //Abst. of Intern. Symp. on New concepts in global tectonic. – Japan : Tsukuba. - 1998. – P. 48-51.
 29. *Frolova, T. I.* Formation and evolution of young oceanic crust in marginal sea floor: petrological and geochemical constraints /T. I. Frolova, L. L. Perchuk //Symp. wrench. tectonics. – Oslo, 2001. – P. - 131 – 136.
 30. Assessing undiscovered nonfuel mineral resources in southeast Asia, Australia, and the western Pacific. What is going on now? Stephen G. Peters and Judy Back // USGS Mineral News. – March 2003. [Электронный ресурс] URL: <http://minerals.usgs.gov/news/newsletter/v2n1/1asia.html> (Дата обращения 15.06.2016).
 31. Economic Geology New Zealand // 8-th Commonwealth Miner. and Metall. Cong., Australia and New Zealand. - 1965. – P. 66–72.
 32. Otago Schist - New Zealand Stratigraphic Lexicon - GNS Science data. [Электронный ресурс]. URL : gns.cri.nz/stratlex/view.jsp?id=2266 (Дата обращения 15.06.2016).
 33. Peng, Jiantang. Sm-Nd isotope dating of hydrothermal calcites from the Xikuangshan antimony deposit, Central Hunan / Jiantang Peng, Ruizhong Hu, Yuanxian Lin, Junhong Zao // Chinese Science Bulletin, July 2002. – V. 47. – No 13 – P. 1134-1137.
 34. Cinnabar: Cinnabar mineral information and data. - Mindat [Электронный ресурс]. URL www.mindat.org/show.php?id=1052&id=1 (Дата обращения 15.06.2016).
 35. Stibnite: Stibnite mineral information and data. - Mindat [Электронный ресурс]. URL www.mindat.org/show.php?id=3782&id=1 (Дата обращения 15.06.2016).
 36. Tianfeng, Wan The Tectonics of China: Data, Maps and Evolution / Wan Tianfeng. – Higher Education Press – Beijing and Springer – Verlag berlin Heidelberg, 2010 - 493 p.
 37. Скучивание — Викисловарь [Электронный ресурс]. URL: <https://ru.wiktionary.org/wiki/скучивание> (Дата обращения 15.06.2016).
 38. *Соколов, С. Д.* Аккреционная тектоника Корьяско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса / С. Д. Соколов. – М.: Наука, 1992. – 182 с.
 39. *Nokleberg W. J.* Summary terrane, mineral deposit, and metallogenic belt maps of the Russian Far East, Alaska, and the Canadian Cordillera / W. J. Nokleberg, S.D. Sokolov (totally 35 co-authors): U.S. Geological Survey Open-File, Report, 98-136. –1998.
 40. *Мазарович, А. О.* Строение дна мирового океана и окраинных морей России / А. О. Мазарович. – М.: ГЕОС. - 2006 г. – 192 с.
 41. *Raskatov, G. I.* Neotectonic transverse structures of mobile belts ; A study of an example of their deep tectonic relationships in the Koryak region, northwest Pacific margin / G. I. Raskatov, L. T. Shevryev // GSA Bull., 1977. – V. 88. – N 2. – P. 221-226.
 42. *Егиазаров, Б. Х.* Геология и полезные ископаемые Корьякского нагорья / Б. Х. Егиазаров, Ою П. Дундо, Л. И. Аникеева, И. М. Русаков, Ю. Р. Дегтяренко . – Л.: Недра, 1965. – 343 с.
 43. Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых: в 3-х томах. Т. 3. – Кн. 2 / В.И. Гончаров, Л.И. Карпенко, А.В. Лаломов и др. - Стратегические виды рудного сырья Востока России. - М. : ИГЕМ РАН, 2006. – 672 с.
 44. *Хаин, В. Е.* Тектоника континентов и океанов / В. Е. Хаин. – М.: Научный мир. - 2001. – 606 с.
 45. *Колотухина, С. Е.* Геология месторождений редких элементов Южной Америки / С.Е. Колотухина, Л.А. Григорьева, Л.И. Клаповская и др. – М. : Наука, 1968. – 280 с.
 46. *Skirrow, R. G.* Genesis and setting of intrusion-hosted Ni-Cu mineralization at Las Aguilas, San Luis Province, Argentina; implications for exploration of an Ordovician arc / R. G. Skirrow and J. P. Sims // Exploration and Mining Geology, April 1999. – V. 8. - N 1-2. – P. 1-20.
 47. Историко-геологические аргументы [Электронный ресурс]. URL: studopedia.su/4_8773_istoriko-geologicheskie-argumenti.html (Дата обращения 15.06.2016).
 48. *Мазарович, А. О.* Геологическое строение Центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанического дна / А. О. Мазарович. – Труды ГИН РАН. – Вып. 530. – М. : Научный мир. - 2000. – 176 с.
 49. *Хаин, В. Е.* Региональная геотектоника: Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка / В. Е. Хаин. – М.: Недра, 1971. – 548 с.
 50. Трансформные разломы. – Горная энциклопедия. - [Электронный ресурс]. URL: www.mining-enc.ru/t/transformnye-razlomy/ (Дата обращения 15.06.2016).
 51. Давление воды в морских глубинах. [Электронный ресурс]. URL: - Physel.ru www.physel.ru/mainmenu-4/e-mainmenu-13/163-s-158-html (Дата обращения 15.06.2016).
 52. *Chen, C.* Ocean Water Masses-Intermediate, Deep and Bottom Waters / C. Chen. – General Physical Oceanography. MAR 555 School for Marine Sciences and Technology Umass-Dartmouth [Электронный ресурс]. URL: fvcom.smast.umassd.edu/.../MAR555_Lec_12. (Дата обращения 15.06.2016).
 53. *Лисицин А. П.* Новое в осадкообразовании в Мировом океане / А. П. Лисицин // Эволюция осадочных процессов в истории Земли. Материалы VIII Всероссийского литологического совещания. – Москва, 27–30 октября 2015 г. – Том I. – С. 5-10.
 54. *Brito Neves, B. B.* The Brasiliano collage in South America: a review / Benjamim Bley de Brito Neves, Reinhardt Adolfo Fuck, Marcio Martins Pimentel// Braz. J. Geol., July/Sept. 2014 (São Paulo). – V. 44. – N. 3. P. 493-518.
 55. *Савко, А. Д.* Основы исторической минералогии / А. Д. Савко, Л. Т. Шевырёв. – Труды НИИ геологии ВГУ. – Выпуск 83.– Воронеж: Воронежский государственный университет. - 2014. – 358 с.
 56. *Lake, J. W. L.* Structural and stratigraphic controls of mineralization in the Beaver Brook antimony deposit, Central Newfoundland / J.W.L. Lake & D.H.C. Wilton. -- Current Research. Newfoundland and Labrador Department of Natural Resources Geological Survey, 2006. – Report 06-1. – P. 135-146.
 57. *Савко, А. Д.* Историческая геология. Учебное пособие / А. Д. Савко. – Воронеж : ВГУ, 2006. – 450 с.
 58. *Озерова, Н. А.* Ртуть в гидротермальных образованиях Океана / Н. А. Озерова, С. И. Андреев // Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии Москва, 16-20 ноября 2009 г. - N2. – С. 188 -192.
 59. *Дзоцендзе, Г. С.* Геологические условия формирования марганцевых месторождений Чиатуры и Квирильской депрессии / Г.С. Дзоцендзе // Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. М.: Наука. - 1980. – С. 4–21.

60. Авдонин, В. В. Месторождения металлических полезных ископаемых / В. В. Авдонин, В. Е. Бойцов, В. М. Григорьев, Ж. В. Семинский, Н. А. Солодов, В. И. Старостин. – М.: Трикта, Академический проект. – 2005. – 718 с.
61. Колотухина С.Е. Геология месторождений редких элементов Африки / С.Е. Колотухина, Л.А. Григорьева, Л. И. Клаповская и др. – М.: Недра. – 1964. – 304 с.
62. Верниковский, В.А. Геодинамическая эволюция Северного Ледовитого океана и современные проблемы в геологических исследованиях Арктики / В. А. Верниковский, Н. Л. Добрецов // Вестник РАН, 2015. – Т. 85. – № 5–6. – С. 412 – 419.
63. Хребет Менделеева. - Википедия. [Электронный ресурс]. URL: https://ru.wikipedia.org/wiki/Хребет_Менделеева (Дата обращения 15.06.2016).
64. Грамберг, И. С. Перспективы поисков месторождений гигантов нефти и газа на арктических шельфах России / И. С. Грамберг, О. И. Супруненко // Междунар. симп. "Топлив.-энерг. ресурсы России и др. стран СНГ". – Санкт-Петербург, 24-26 апр., 1995. – СПб. - 1995. – С. 47-51.
65. Морозов, А. Ф. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий / А. Ф. Миронов, О. В. Петров, С. П. Шокальский [и др.], // Рег. геология и металлогения. - 2013. – № 53. – С. 34 – 55.
66. Петров, О. В. Архейские граниты на Северном полюсе // О. В. Петров, А. Ф. Морозов, А. А. Лайба, С. П. Шокальский, Е. А. Гусев, М. И. Розин, С. А. Сергеев, Н. Н. Соболев, Т. Н. Корень, С. Г. Сколетнев, В. А. Дымов, М. В. Бильская // Строение и история развития литосферы. – М. - 2010. – С. 192 – 203.
67. Тугаринов, А. И. Балтийский щит / А. И. Тугаринов, Г. В. Войткевич. – 1970. [Электронный ресурс]. URL: geoman.ru/books/item/f00/s00/z0000098/st021.shtm (Дата обращения 15.06.2016).
68. Евдокимов, А. Н. Фанерозойский вулканизм и полезные ископаемые арктической зоны Евразии / А. Н. Евдокимов. – Дисс. ...д. геол.-мин. н. – СПб. - 2006. – 437 с.
69. Масайтис, В. Л. Геология астроблем / В. Л. Масайтис, А. Н. Данилин, М. С. Машак и др. – М.: Недра. - 1980. – 232 с.
70. Вакин, Е. А. Высокотемпературные гидротермы Чукотки / Е. А. Вакин [Электронный ресурс]. URL: kscnet.ru/ivs/publication/volc_day/2003/art7.pdf Петропавловск-Камчатский (Дата обращения 15.06.2016).
71. Проскурин, В. Ф. Минерагенический анализ Таймыро-Североземельского региона / В. Ф. Проскурин. – Автореф. дис. д. геол.-мин.н. – Санкт-Петербург, ФГУП «ВСЕГЕИ». - 2013. – 44 с
72. Barkov, Andrey Y. Sorosite, Cu(Sn,Sb), a new mineral from the Baimka placer deposit, western Chukotka, Russian Far East / Andrey I. Barkov, Kauko V.O. Laajoki, Stanislav S. Gornostayev, Yakov A. Pakhomovskii, Yuri M. Men'shikov // American Mineralogist, 1998. – V. 83. – P. 901–906.

Воронежский государственный университет

Савко Аркадий Дмитриевич, заведующий кафедрой исторической геологии и палеонтологии ВГУ, доктор геолого-минералогических наук, профессор, Заслуженный геолог России
E-mail: savko@geol.vsu.ru; Тел.: +7(473) 220-86-34

Шевырѐв Леонид Тихонович, ведущий научный сотрудник НИИ Геологии ВГУ, доктор геолого-минералогических наук
E-mail: shevpp@yandex.ru
Тел.: +7 (473) 235-39-42

Voronezh State University

Savko A. D., Head of the VSU Historical Geology and Paleontology Department, doctor of the Mineralogical and Geological Sciences, Professor, Celebrated Geologist of Russia
E-mail: savko@geol.vsu.ru
Тел.: +7(473) 220-86-34

Shevryev L. T., leading scientific Associate of the VSU Institute of Geology, doctor of the Geological and Mineralogical Sciences
E-mail: shevpp@yandex.ru; Тел.: +7 (473) 235-39-42