

В. В. Архангельская

ЗАКОНОМЕРНОСТИ  
РАЗМЕЩЕНИЯ  
ЭНДОГЕННЫХ  
РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

---

---

В. В. Архангельская

ЗАКОНОМЕРНОСТИ  
РАЗМЕЩЕНИЯ  
ЭНДОГЕННЫХ  
РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

---

---

3308



МОСКВА «НЕДРА» 1980



УДК 553.493.5 : 551.24

Архангельская В. В. Закономерности размещения эндогенных редкометалльных месторождений. — М., Недра, 1980. 284 с.

В книге сведены и на основе современных тектонических представлений обобщены фактические материалы по размещению эндогенных редкометалльных месторождений. Устанавливается, что возникновение этих месторождений связано с формированием и развитием определенных типов глобальных структур земной коры: докембрийских зеленокаменных поясов и геосинклинальных трогов; континентальных рифтовых и палеорифтовых систем; зон тектоно-магматической активизации. Редкометалльные месторождения возникают в участках пересечения таких структур с рудопроизводящими линейными элементами. Разновозрастные редкометалльные месторождения концентрируются в единые полигенетические редкометалльные пояса и провинции, существование которых обуславливается явлением унаследованности структур, вмещающих эти месторождения.

Ил. 47, список лит. — 337 назв.

Рецензент кандидат геолого-минералогических наук В. В. Попов

В сравнительно обширной группе редких элементов выделяются литофильные, халькофильные и сидерофильные элементы [Геохимия, минералогия..., 1966]. Халько- и сидерофильные элементы, как правило, не образуют концентраций, имеющих самостоятельное промышленное значение, добываются попутно из месторождений других металлов, а потребность в них мировой промышленности пока еще невелика. К литофильным редким элементам относятся литий, рубидий, цезий, бериллий, цирконий, гафний, редкие земли (иттрий и лантаноиды), тантал и ниобий. Почти все эти элементы представляют собой важное сырье для целого ряда отраслей промышленности. Поэтому в последние годы геология месторождений редких элементов развивалась именно в направлении изучения литофильных редких элементов.

Мировая редкометалльная промышленность начала бурно наращивать темпы лишь в последние несколько десятилетий [Коган Б. И., 1978]. Сравнительно недавно началось также более или менее широкое изучение геологического строения большинства тех регионов, в пределах которых находятся крупные и уникальные месторождения различных редких элементов и многие главные редкометалльные провинции (Южной Америки, Индии, отдельных районов Восточной Африки и др.).

Детальное изучение геологии известных (и обнаружение новых) редкометалльных месторождений интенсивно начало развиваться примерно в 30—40-е годы. Но лишь в 60—70-е годы были изучены тантал-ниобиевые с литием и цирконием месторождения в альбитизированных и грейзенизированных так называемых литий-фтористых гранитах — апогранитах [Альбитизированные..., 1962; Редкометалльные граниты..., 1971; Jacobson R. R. E. e. a., 1958; и др.].

Обнаружены комплексные тантал-ниобий-редкоземельно-циркониевые, а также бериллиевые и уран-ториевые с редкими землями месторождения в связи с приразломными щелочными полевошпатовыми метасоматитами [Апельцин Ф. Р. и др., 1967; Гинзбург А. И. и др., 1973; Еськова Е. М., 1976; и др.], представляющие собой новый промышленно-генетический тип редкометалльных эндогенных месторождений.

Были созданы развернутые классификации редкометалльных месторождений, появились более или менее полные описания главных представителей выделенных в них генетических типов

[Власов К. А., 1957; Гинзбург А. И., 1961<sub>2</sub>; Редкоземельные элементы..., 1959; Овчинников Л. Н., Солодов Н. А., 1975; Геология постмагматических..., 1972; и др.]. В последние издания учебников по рудным месторождениям и по металлогении включены специальные разделы, посвященные редким элементам [Смирнов В. И., 1976; Щеглов А. Д., 1976; Магакьян И. Г., 1974; и др.].

К настоящему времени по геологии отдельных редких элементов и геологии редких элементов зарубежных стран опубликовано большое число работ. Из наиболее крупных отметим экономические сводки Б. И. Когана по редким землям [1961] и редким металлам [1978], трехтомную монографию под редакцией К. А. Власова [Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, 1966]. Поля редкометальных гранитных пегматитов [1976]. Главнейшие провинции и формации щелочных пород [1974], Генетические типы гидротермальных бериллиевых месторождений [1975], Минералогия и геохимия бериллиевых месторождений [1973], Титано-тантало-ниобаты [1974], серию выпусков «Геология месторождений редких элементов» 1958—1970 гг., работы С. Е. Колотухиной с соавторами по геологии редких элементов зарубежных стран [1964; Геология месторождений редких элементов..., 1968, Геология и экономика месторождений..., 1975; 1977]; сборник статей зарубежных авторов «Карбонатиты» [1969]. В этих и во многих других работах затрагиваются вопросы пространственного (в основном локального — в пределах рудных полей, узлов, районов) размещения как экзогенных, так и эндогенных месторождений редких элементов. Однако ни одна из них (за исключением работы С. Е. Колотухиной, 1977) не посвящена этим вопросам.

Необходимо отметить, что мировая редкометальная промышленность пока базируется на месторождениях, представляющих весьма небольшое число генетических типов, хотя всего таких типов около ста [Овчинников Л. Н., Солодов Н. А., 1975]. Так, за рубежом основным источником тантала, рублидия, цезия, лития являются редкометальные гранитные пегматиты; бериллий добывается главным образом из тех же пегматитов и частично из гидротермальных месторождений, которые в будущем, по-видимому, будут представлять собой наиболее важный источник его получения [Генетические типы..., 1975]; из карбонатитов и развитых на них кор выветривания добывается подавляющая часть потребляемого ниобия; редкие земли и цирконий извлекаются как из россыпей, так и из эндогенных месторождений редкометальных карбонатитов, нефелиновых сиенитов и развитых на них кор выветривания [Коган Б. И., 1978; Солодов Н. А., 1976; и др.] и т. д. Таким образом, эндогенные редкометальные месторождения и (тесно с ними связанные коры выветривания и локальные россыпи) представляют собой в на-

стоящее время основные источники получения большинства редких элементов, поэтому вопросы их размещения приобретают важное практическое значение.

Решение этих вопросов возможно только на доброкачественной, отвечающей реальной действительности тектонической основе. Между тем в настоящее время, как известно, происходит пересмотр общепринятых ранее тектонических представлений. На смену господствовавшему до сих пор учению о геосинклиналях, учитывающему контракцию Земли, выдвинута и завоевала много сторонников, особенно за рубежом, новая глобальная тектоника (тектоника плит), наряду с контракцией объясняющая также явления расширения Земли [К. Ле-Пишон и др., 1977; Новая глобальная тектоника, 1974; Система рифтов Земли, 1970; Зоненшайн Л. П. и др., 1976; и др.]. Обоснована и успешно развивается А. В. Пейве и его школой новая геосинклинальная теория [Пейве А. В., 1969, 1975; Марков М. С., 1964; и др.]. Докембрийская история Земли, в которой ранее усматривались процессы, аналогичные геосинклинальным фанерозойским, подразделяется теперь на раннюю лунную (нуклеарную) и позднюю переходную к платформенно-геосинклинальной стадии развития литосферы [Павловский Е. В., 1962, 1964, 1970; Глуховский М. З., Павловский Е. В., 1973; Anhaeusser, 1973; и др.]. Как установлено, только в переходную эпоху в докембрии Земли имели место структуры, напоминающие фанерозойские: протоплатформы и протogeосинклинали. Изучены и описаны по размерам сопоставимые с платформами и с геосинклиналями планетарные сквозьструктурные и транс-континентальные структуры, развивавшиеся на ослабленных повышенно проницаемых зонах древних глубинных разломов в результате их омоложения, за которыми укрепилось предложенное А. Д. Щегловым название — области тектоно-магматической активизации.

Эти новые представления заставили пересмотреть многие прежние положения о размещении эндогенных полезных ископаемых, в том числе редкометалльных. Если ранее считалось, что эндогенные рудные месторождения приурочены в земной коре главным образом к геосинклинально-складчатым системам, так называемым подвижным зонам, и что определенным стадиям развития геосинклинального процесса свойственны вполне определенные, специфические только для этих стадий полезные ископаемые [Билибин Ю. А., 1959, 1961; Общие принципы..., 1967], то к настоящему времени установлено большое значение зон тектоно-магматической активизации (особенно зон автономной активизации) как локализаторов месторождений целого ряда полезных ископаемых: железа, золота, олова, ртути, вольфрама, многих редких металлов, угля, нефти, газа и др. [Щеглов А. Д., 1976]. Как оказалось, древние платформы по сравнению с фанерозойскими геосинклинальными подвиж-

ными зонами богаче рудами многих, в том числе редких, металлов [Солодов Н. А., 1977; и др.]. Интрузивные и метаморфические комплексы щитов древних платформ вмещают весьма крупные и уникальные рудные месторождения, в которых содержится львиная доля мировых запасов железа, золота, урана, тория, никеля, а из редких — лития, цезия, рубидия и бериллия.

Пересмотр и переосмысливание фактического материала по пространственному размещению эндогенных рудных месторождений на основе новых тектонических представлений еще только начинаются. Лишь в публикациях после 1973 г. о редких элементах размещение их в структурах земной коры трактуется с современных тектонических позиций (но далеко не во всех). Последнее объясняется, вероятно, не столько косностью, сколько известной осторожностью их авторов, обусловленной тем, что отдельные новые тектонические положения еще нуждаются в уточнениях и подкреплении их фактами (особенно это относится к некоторым аспектам тектоники плит).

Между тем геологическая практика требует обнаружения новых крупных редкометальных месторождений, причем в экономически освоенных или географически благоприятных для освоения районах, а это невозможно без выявления объективных закономерностей их пространственного размещения.

Основная задача настоящей работы — обобщение имеющихся фактических материалов по региональному и глобальному размещению редкометальных месторождений, проведенное на основе тех новых тектонических положений, которые, по-видимому, установлены достаточно уверенно. А именно: подтвержденное данными космических съемок наличие на земной поверхности сети глобальных разломов, с которыми совпадают известные ранее рудные провинции и металлогенические пояса; существование областей тектоно-магматической активизации, в том числе континентальных рифтов и сходных с ними рифтоподобных структур в геологическом прошлом и др.

Конкретные детали размещения месторождений (положение их в структурах рудных полей, узлов, районов) не приводятся, это сделано ранее [Поля редкометальных..., 1976; Геохимия, минералогия..., 1964, 1966; Колотухина С. Е. и др., 1964 и др.].

Решение поставленной задачи осложняется неравнозначностью геологической и металлогенической изученности разных регионов: для некоторых из них уже составлены геологические карты и объяснительные записки на основе современных тектонических представлений (Тектоническая карта Евразии, например), по другим новые тектонические материалы рассеяны в труднодоступных разноязычных периодических изданиях, фактический же материал обобщающих монографий по этим регионам успел в значительной мере устареть и не отвечает на многие интересующие нас вопросы. Для таких регионов устанавливаемые ниже особенности размещения редкометальных ме-

сторождений могут в какой-то мере быть поставлены под сомнение, что в соответствующих разделах отмечается особо.

По генетической связи с теми или иными магматическими (метасоматическими) комплексами эндогенные месторождения литофильных редких элементов объединяются в следующие крупные промышленно-генетические типы [Гинзбург А. И., 1961; Овчинников Л. Н., Солодов Н. А., 1975 и др.]:

1) месторождения тантала, ниобия, редких земель, циркония в карбонатитах в связи с комплексами ультраосновных-щелочных пород;

2) месторождения редких земель, ниобия, тантала в связи с нефелиновыми и щелочными сиенитами и их пегматитами;

3) месторождения бериллия, ниобия, тантала, циркония, редких земель в приразломных полевошпатовых щелочных метасоматитах;

4) месторождения ниобия, тантала, циркония, редких земель в щелочных метасоматически измененных гранитах и бериллия в их экзоконтактах;

5) месторождения лития, цезия, рубидия, тантала, ниобия, бериллия в редкометальных гранитных пегматитах;

6) месторождения тантала, лития, ниобия в метасоматических, так называемых литий-фтористых гранитах;

7) бериллиеносные и редкоземельносодержащие скарны в связи с гранитами нормальной щелочности и субщелочными;

8) месторождения бериллия в кварцево-грейзеновых образованиях;

9) гидротермальные комплексные флюорит-бериллиевые, флюорит-барит-торнево-редкоземельные, цезиевые с гематитом и урановой минерализацией месторождения в связи с граносиенитами и субщелочными и щелочными гранитами.

Пять типов генетически связаны, таким образом, с комплексами щелочных пород. Естественно, редкометальное оруденение наблюдается далеко не во всех массивах щелочных пород и связанных с ними гидротермальных и грейзеновых образований, не во всех массивах литий-фтористых гранитов и полях гранитных пегматитов, что обусловливается рядом различных, часто еще не выясненных причин, в том числе и тектонических. Но несомненно, что особенности пространственной локализации всех этих пород отображают в той или иной степени особенности размещения редкометальных месторождений, генетически с ними связываемых.

Автор отдает себе отчет в том, что отдельные положения работы в какой-то мере дискуссионны. Но выявление и изучение связи редкометальных месторождений с тектоническими структурами — большая и практически важная проблема. Надеемся, что данная работа будет способствовать привлечению к ней самого пристального внимания.

## Глава I

# СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О РАЗМЕЩЕНИИ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

---

---

Пространственное размещение редкометальных месторождений согласно современным представлениям [Генетические типы..., 1975; Колотухина С. Е., 1977; Глобальные закономерности..., 1974; Закономерности размещения..., 1975; Поля редкометальных..., 1976; и др.] определяется тремя главными особенностями.

1. Значительную ролью древних платформ в концентрации редкометальных месторождений и особенно щитов платформ. Так, Н. А. Солодов [1976] подсчитал, что подавляющая часть запасов таких литофильных редких элементов, как литий, цезий, рубидий, а также тантал и ниобий, сосредоточена в месторождениях докембрийского возраста или более молодых, но располагающихся в областях тектоно-магматической активизации древних платформ. Давно известно, что самые крупные пегматитовые редкометальные месторождения — докембрийские [Поля редкометальных..., 1976; Гинзбург А. И. и др., 1975; Архангельская В. В. и др., 1978; и др.].

2. Приуроченностью редкометальных месторождений, связанных с различными щелочными породами (ультраосновными щелочными с карбонатитами; нефелиновыми и щелочными сиенитами, щелочными гранитами, полевошпатовыми щелочными метасоматитами), а также с литий-фтористыми гранитами, к областям автономной тектоно-магматической активизации, т. е. к внегеосинклинальным подвижным поясам [Щелочные провинции..., 1974; Карбонатиты, 1969; Коваль П. В., 1975; Щелочные породы, 1976; Закономерности размещения..., 1975; Казанский В. И., 1972; и др.].

3. Кучным или линейным расположением материнских для редкометального оруденения массивов интрузивных пород или пегматитовых полей, а также самих рудных месторождений, объединяющихся, таким образом, в специфические магматические и редкометальные рудные провинции. Последние, в свою очередь, группируются вдоль весьма протяженных глобальных линеаментов неясной природы, но характеризующихся повышенной проницаемостью земной коры [Щелочные провинции..., 1974; Глобальные закономерности..., 1974; Колотухина С. Е.,

1977; и др.]. Данные о числе и местонахождении таких линейных элементов у исследователей разные, но данные о крупных глобальных линейных элементах совпадают.

Рассмотрим эти особенности размещения редкометалльных месторождений более подробно.

## 1. СТРУКТУРЫ ДОКЕМБРИЯ И ИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Докембрийские структуры континентов рассматриваются более или менее детально в ряде публикаций [Тектоника Африки, 1973; Хаин В. Е., 1971; Докембрий континентов, 1976; Карта тектоники докембрия..., 1972; Муратов М. В., 1966; Тугаринов А. Н., Войткевич Г. В., 1970; Tectonic map..., 1971; и др.].

В общем плане эти структуры обособляются в три морфологически и тектонически различные группы: а) архейские кратоны; б) перикратонные и внутрикратонные прогибы; в) узкие шовные трогии (так называемые геосинклинальные трогии) и авлакогены. Прогибы, трогии и авлакогены — структуры переходного к фанерозойскому платформенно-геосинклинальному этапу развития литосферы. Поскольку на Земле такой переход происходил, видимо, не изохронно [Тугаринов А. Н., Войткевич Г. В., 1970], в одних ее регионах эти структуры существовали в верхнеархейский, в других — в нижнепротерозойский, а в третьих — в верхнепротерозойский периоды геологической истории. Архейские же кратоны — структуры наиболее раннего, нуклеарного [Павловский Е. В., 1962], этапа развития земной коры.

Архейские кратоны образуют ядра щитов древних платформ. Они известны в составе Гвианского и Бразильского щитов Южно-Американской платформы, Канадского, Южно-Родезийского, Западно-Австралийского, Индостанского и др. щитов. Они состоят из овальных, в основном более или менее изометричных в плане гранито-гнейсовых куполов, образующих положительные формы рельефа, и разделяющих купола узких извилистых так называемых зеленокаменных поясов, занимающих понижения между куполами. Гранито-гнейсы куполов имеют архейский возраст, колеблющийся для разных кратонов от 4 до 2,7 млрд. лет [Тугаринов А. Н., Войткевич Г. В., 1970; Докембрий континентов, 1976], и прорываются близкими им по возрасту тоналитовыми плагиогранитами, а кроме того, более молодыми калиевыми гранитами. Калиевые граниты рвут и породы зеленокаменных поясов, слагая там мощные силлы, мелкие штоки, лополиты, лакколлиты, акмолиты и тому подобные тела, с которыми генетически связаны редкометалльные пегматиты [Allsop H. e. a., 1968; Vail J., Dodson R., 1969; и др.]. Тоналитовые граниты не встречаются внутри зеленокаменных поясов и тесно связаны с гранито-гнейсами куполов, образуя в них широкие зоны мигматизации. Возраст тоналитовых грани-

тов наиболее древних гранито-гнейсовых куполов 3,44 млрд. лет [Jann В. М., Shin Ch. Y., 1974].

Комплексы пород зеленокаменных поясов и их внутреннее строение в большинстве кратонов сравнительно хорошо изучены (пояс Абитибби в составе редкометалльных провинций Сьюперриор и Слайв в Канаде, Иилгарнские пояса Западной Австралии и др.). Эти комплексы имеют мощность от 5—8 до 15 км и всегда двучленны: нижняя их часть представлена чередованием преобладающих существенно основных и ультраосновных (в отдельных кратонах коматиитового состава) вулканитов с тонкотерригенными осадками, кварцитами и железистыми кварцитами; верхняя — обычно слагается туфогенными и грубо-терригенными породами: граувакками, агломератами, туффитами, песчаниками, местами с подчиненными прослоями трахит-андезитовых и риолитовых лав и (или) известняков. Метаморфизм отложений зеленокаменных поясов достигает различных ступеней амфиболитовой фации, но в центральных частях наиболее крупных поясов он понижается до зеленосланцевой фации, а в приразломных участках иногда повышается до низких ступеней гранулитовой фации. Возраст пород зеленокаменных поясов в разных кратонах колеблется от 3,5 до 2 млрд. лет [Тугаринов А. Н., Войткевич Г. В., 1970; Колотухина С. Е., 1977 и др.]. Он близок возрасту тоналитовых гранитов смежных с поясами гранито-гнейсовых куполов [Jann В. М., Shin Ch., 1974]. Толщи зеленокаменных поясов нередко более или менее интенсивно складчаты, но по направлению к центрам поясов интенсивность складчатости убывает, а сама складчатость носит приразломный и магматогенный характер. Кроме калиевых гранитов породы зеленокаменных поясов включают массивы базитов и ультрабазитов, а также их силловые апофизы.

Многие геологи считали, что зеленокаменные пояса древнее сопрягающихся с ними гранито-гнейсовых куполов (которые, по их представлениям, возникали в результате гранитизации толщ поясов), являются остатками первичной океанической коры и книзу сменяются базальтами базальтового слоя Земли или даже веществом мантии. Однако в последние десятилетия благодаря находкам галек гранитов в базальных горизонтах — Южно-Родезийский щит, Африка [Wilson А. F., 1968] и конгломератах верхней серии — Иилгарнский щит, Австралия [Колотухина С. Е., 1977 со ссылкой на Э. Хиллса] наиболее древних зеленокаменных поясов представления о деталях формирования этих поясов усложнились.

Так, согласно Анхессеру [Anhaeusser С. R. e. a., 1969], зеленокаменные пояса сформировались на первичной континентальной (гранитной) коре и возраст их моложе возраста гранито-гнейсов куполов. Он считает, что хотя границы зеленокаменных поясов в плане большей частью извилисты и не имеют дизъюнктивного характера, эти пояса формировались в грабе-

нах, образовавшихся после раскалывания первичной континентальной коры при опускании отдельных ее блоков. Сразу после формирования грабенов по ограничивающим их разломам изливались магмы близкого к мантийному состава. Но по мере того, как днища грабенов под тяжелой нагрузкой этих лав прогибались, вещество днищ постепенно ассимилировалось мантией, а продукты ассимиляции вместе с дифференциантами мантийного вещества, в свою очередь, поднимались вверх по зонам разломов, интродуцируя как вулканиты грабенов, так и поднятые блоки их «плеч», где формировались гранито-гнейсовые купола. Последние подвергались эрозии, и эрозионные продукты сносились в грабены.

Иная модель формирования зеленокаменных поясов была предложена Гликсоном [Glikson A. J., 1972], а затем свои взгляды пересмотрел и Анхессер [Anhaeusser C. R. e. a., 1973]. В основу предложенных моделей эти исследователи положили теперь существование первичной коры океанического типа. Не вдаваясь в детали рассмотрения их моделей, поскольку это сделано С. Е. Колотухиной [1977], отметим лишь, что и данные модели признают грабенообразный характер зеленокаменных поясов.

Гранито-гнейсовые купола в металлогеническом отношении стерильны. Зеленокаменные пояса, наоборот, весьма богаты эндогенными полезными ископаемыми. Они заключают месторождения железистых кварцитов и медно-никелево-сульфидные в основных эффузивах; редкометальные пегматитовые месторождения и стратиформные колчеданные медно-цинково-серебряные с золотом; наконец, эксгалационно-сульфидные месторождения [Билибина Т. В. и др., 1976; Hutchinson R. W. A. e. a., 1956 г.; и др.]. Как отмечает Т. В. Билибина с соавторами, ассоциация металлов в эту эпоху сходна с ассоциацией ранних стадий развития геосинклиналей.

Архейские кратоны на всех щитах частично перекрыты мощным чехлом осадков внутрикратонных и перикратонных впадин и разделены протяженными линейными узкими, но глубокими шовными прогибами — геосинклинальными трогами, ответвляющимися от перикратонных впадин, а иногда не имеющими с ними непосредственной связи.

Многие исследователи [Новикова А. С., 1975; Косыгин Ю. А., 1969; Муратов М. В., 1972; и др.] отдельные геосинклинальные трогги (например, мощные трогги Криворожья и Курской магнитной аномалии на Русской платформе) именуют авлакогенами и палеоавлакогенами.

Перикратонные впадины и геосинклинальные трогги известны на всех щитах древних платформ Земли. Это Удоканский, Билякчанский перикратонные прогибы-впадины, Олондинский, Таас-Миэлинский, Каларский и другие геосинклинальные трогги на Аяданском щите Сибирской платформы; трогги КМА и Крив-

басса на Русской платформе; трои так называемого железорудного треугольника в Бразилии на Бразильском щите Южно-Американской платформы; нижнепротерозойские трои Бурунди на Западно-Африканском (Леон-Либерийском) щите Африканской платформы; Гуронская впадина на Канадском щите, Витватерсрандская в Африке и т. д.

Как установлено [Муратов М. В., 1972; Лейтес А. М., Федоровский В. С., 1968; Марков М. С., 1964; и др.], геосинклинальные трои возникали вдоль глубинных региональных разломов, расколовших первичные континенты Земли на ряд крупных блоков. Эпикратонные прогибы и геосинклинальные трои, согласно Е. В. Павловскому [1962] и другим исследователям, — структуры, типичные уже для следующей стадии развития Земли, переходной от нуклеарной к платформенно-геосинклинальной. Учитывая это обстоятельство и целый ряд специфических черт развития, отличающих их от фанерозойских платформенных и геосинклинальных структур, они именуются соответственно протоплатформенными прогибами и протогоосинклиналями [Павловский Е. В., 1962, 1964; Марков М. С., 1964; Билибина Т. В. и др., 1976; и др.]. Поскольку, как отмечалось, переход от нуклеарной к платформенно-геосинклинальной стадии развития литосферы в разных ее участках происходил не изохронно, время формирования и существования протоплатформенных прогибов и геосинклинальных троев на разных континентах различно и колеблется от верхнего архея до верхнего протерозоя, но в большинстве регионов это нижний протерозой. В отличие от архейских зеленокаменных поясов, характер фундамента которых пока, на наш взгляд, остается дискуссионным (первичная кора гранитного? океанического? типа), а большинством исследователей в настоящее время считается первичной корой океанического типа, геосинклинальные трои всюду развивались после деструкции первичных кратонов на коре континентального (гранитного) типа. Однако формационный состав отложений троевых комплексов в целом близок к составу отложений зеленокаменных поясов: это мощные (до 15—17 км) двучленные серии эффузивно-терригенных, а в отдельных случаях — эффузивно-карбонатно-терригенных образований, сложенные силлами основных и ультраосновных пород и силлами гранитов (материнских для редкометальных пегматитов) и включающие мелкие массивы гранитов и базитов. Как и для отложений зеленокаменных поясов, для троевых комплексов весьма характерно присутствие кварцитов и особенно железистых кварцитов. Нижние толщи троевых комплексов эффузивно-терригенные: спилит-кератофировые, лептитовые, андезит-дацитовые. Они слагаются основными и щелочно-ультраосновными лавами, андезитами и трахитами, туфами, а также различными тонкотерригенными осадками, джеспилитами и включают силлы диабазов, мелкие пластовые тела пироксенитов,

силлы гранитов, жилы редкометальных пегматитов. Нижние толщи отложений троговых комплексов сходны с эвгеосинклинальными осадками фанерозойских геосинклиналей. Верхние существенно груботерригенные, карбонатно-терригенные, не всегда с подчиненным количеством эффузивного материала андезитдацитового и трахитового состава; в формационном отношении они напоминают фанерозойские молассы.

Геосинклинальные трогии сходны с зеленокаменными поясами также во многих других отношениях: морфологически и геофизически; по степени метаморфизма выполняющих их отложений и по формам, химизму и минерально-петрографическому составу присущих им гранитондов; наконец, металлогенически. Троги, как и зеленокаменные пояса, обычно выражены в рельефе отрицательными формами — впадинами, а в тектоническом отношении представляют собой узкие протяженные синклиновые зоны конседиментационного происхождения, осложненные магматогенной и приразломной складчатостью. Последняя нередко бывает интенсивной и превращает наиболее узкие трогии в моноклиновые чешуйчато-надвиговые зоны [Новикова А. С., 1975; и др.].

Геофизически трогии и пояса характеризуются линейно-вытянутыми положительными магнитными аномалиями, секущими пятнистый рисунок полей архейских слабо положительных магнитных гранито-гнейсовых куполов, относительно высоким положением поверхности Мохоровичича и сравнительно малой мощностью гранитного слоя [Логачев Н. А. — Основные проблемы..., 1977; Солоненко В. П. — Байкальский рифт, 1968; и др.].

Метаморфизм пород в центральных частях наиболее крупных трогов — зеленосланцевой фации, а в прибортовых, приразломных их участках достигает низких ступеней амфиболитовой фации [Марков М. С., 1964; Геология и генезис..., 1972; Лейтес А. М., Федоровский В. С., 1968; Новикова А. С., 1975; и др.].

Комплексы троговых отложений рвутся калиевыми гранитами, с которыми генетически связываются редкометальные пегматиты [Колотухина С. Е. и др., 1964; Геология месторождений редких элементов Южной Америки, 1968; Геология и экономика месторождений..., 1975; Архангельская В. В. и др., 1978; Бурмин Ю. А. и др., 1974; Давиденко И. В. и др., 1977; и др.], и расслоенными массивами ультраосновных и основных пород, которые характерны также и для эпикратонных впадин. Морфология магматических тел в троговых комплексах — силлы, плитообразные тела, лополиты, лакколлиты, акколлиты, мелкие штоки. Весьма типичны также межформационные массивы (залегающие на днищах трогов), которые, приподнимая выполняющие трогии отложения, прорывают эти отложения силловыми апофизами.

Металлогения геосинклинальных трогов весьма напоминает металлогению зеленокаменных поясов. Они включают крупные редкометальные пегматитовые месторождения, крупнейшие в мире месторождения железистых кварцитов, крупные редкометальные месторождения в полевошпатовых метасоматитах, колчеданные полиметаллические месторождения (Брокен-Хилл в Австралии, например, и др.), медно-никелево-сульфидные месторождения в массивах базитов и ультрабазитов, наконец, золотые месторождения [Билибина Т. В. и др., 1976; Казанский В. И., 1975; и др.].

Приуроченность редкометальных пегматитов и материнских для них гранитов к структурам типа зеленокаменных поясов и геосинклинальных трогов в последние годы для отдельных районов развития таких пегматитов отмечалась многими исследователями. Для Африки, Индии, Австралии, Канады она отмечалась С. Е. Колотухиной с соавторами [Колотухина С. Е., 1964, 1974; Геология и экономика месторождений..., 1975; и др.] со ссылками на данные зарубежных исследователей [McLeod, 1969; Браун Д. и др., 1970; и др.]. Для территории СССР такую приуроченность устанавливают автор [Архангельская В. В. и др., 1978; Архангельская В. В., Орлов И. Б., 1974], а также Ю. А. Бурмин с соавторами [1975], Е. Е. Федоров [1972], Н. И. Тихомирова [1975] и другие исследователи. Однако в целом для редкометальных месторождений мира такая приуроченность пока четко не отмечалась и не обосновывалась.

На более точное положение редкометальных пегматитов в рассматриваемых структурах указывают В. И. Смирнов и В. И. Казанский. Характеризуя рудоносные породы геосинклинальных и платформенных областей, они отмечают следующее: раннепротерозойские разломы зон протоактивизации<sup>1</sup> часто наследуют положение узких шовных прогибов, выполненных нижнепротерозойскими осадочно-вулканогенными отложениями (т. е. положение нижнепротерозойских геосинклинальных трогов); зоны разломов в таких случаях представлены биотит-амфиболовыми бластомилонитами так называемой IV фации по В. И. Казанскому [1972, 1975]; с этими зонами связаны пояса редкометальных пегматитов [Smirnov V. I., Kazanski V. I., 1973].

Приуроченность к зеленокаменным поясам и геосинклинальным трогам интрузивных гранитов и гранитных пегматитов предполагает (в соответствии с современными представлениями о происхождении последних) присутствие в основании этих структур гранитного или гранитизированного слоя, хотя бы и относительно небольшой мощности. Под геосинклинальными

---

<sup>1</sup> В данном случае под протоактивизацией понимается процесс активизации разломов, формирующих геосинклинальные трои нижнего протерозоя, происходящий после завершения развития последних [Казанский В. И., 1975].

трогами такой слой существует, в отдельных случаях это доказывается непосредственно полевыми наблюдениями [Архангельская В. В., Орлов И. Б., 1974]. Поэтому можно предполагать, что он имеет место по крайней мере под теми из зеленокаменных поясов, которые вмещают редкометалльные пегматиты и материнские для них граниты.

Геосинклинальные трогии по природе, особенностям развития, по связи с ними магматизма определенного типа и другим признакам сходны с современными рифтами и авлакогенами древних платформ [Грачев А. Ф., Федоровский В. С., 1970; Грачев А. Ф., 1974; и др.], что и дало основание некоторым исследователям именовать их авлакогенами (палеоавлакогенами) или палеорифтовыми структурами [Кузнецов Ю. А. и др., 1974; Милановский Е. Е., 1976; Архангельская В. В., 1975]. С другой стороны, в развитии этих трогов и в эволюции связанного с ними магматизма наблюдается определенное подобие с фанерозойскими геосинклиналями [Павловский Е. В., 1962; Марков М. С., 1964], что побудило других исследователей рассматривать данные структуры в качестве своеобразных интрукратонных протогоосинклиналей [Хаин В. Е., 1971; и др.].

Троги генетически (а нередко и пространственно, как указывалось) связаны с эпикратонными впадинами, формировавшимися геологически одновременно (или почти одновременно) с ними на консолидированной гранитной коре. Эпикратонные впадины, как правило, характеризуются большими размерами (десятки и сотни тысяч квадратных километров), большими мощностями выполняющих их пологозалегающих отложений (часто более 10 км), при общей низкой степени регионального метаморфизма последних или даже отсутствия сколько-нибудь заметного метаморфизма; платформенным, континентальным характером этих отложений; наличием массивов интрузивных пород, представленных лополитами и лакколитами расслоенных основных и ультраосновных разностей, гранитов рапакиви, граносиенитов, сиенитов и монзонитов.

Во впадинах известны месторождения меди (Удоканское, СССР; и др.), урана (Витватерсранд), стратиформные свинцово-цинковые и медно-никелевые с платиной в расслоенных интрузивах габбро, габбро-норитов и анортозитов (Бушвелд, Садбери, Норильские и др.).

Большая роль платформ в размещении редкометалльного оруденения видна из рис. 1.

## 2. ОБЛАСТИ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ И ИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Под процессами тектоно-магматической активизации понимается [Щеглов А. Д., 1976] «комплекс наложенных тектонических и магматических явлений, структурно перестраивающих

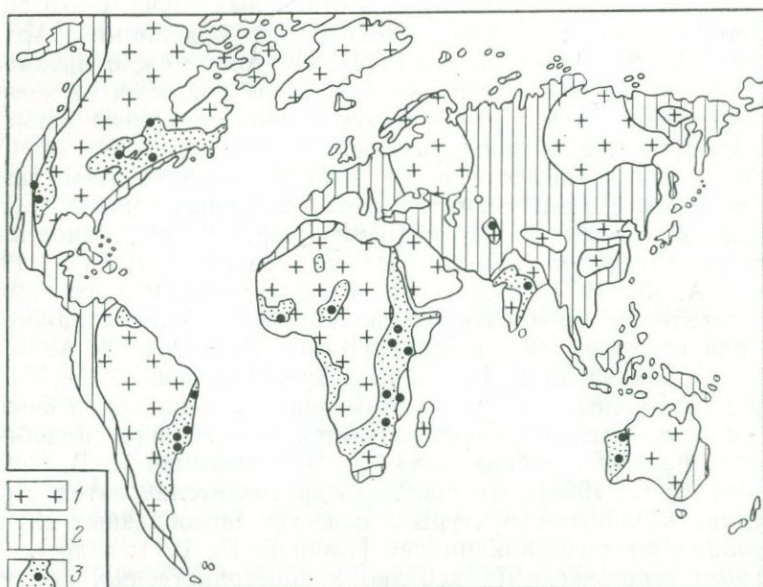


Рис. 1. Размещение зарубежных редкометальных месторождений.

1 — платформы; 2 — складчатые пояса; 3 — крупнейшие редкометальные провинции и их месторождения

платформенные и консолидированные складчатые сооружения и происходящих в платформенную континентальную стадию развития земной коры». Когда эти явления развиваются в связи с геосинклинальным процессом в рамках геосинклинальных прогибов и (на поздних его этапах) на площади последних, они имеют локальный характер. Если же их развитие автономно, проявлено на больших площадях, имеет сквозьструктурный и трансконтинентальный характер, то возникают планетарные структуры — области автономной активизации.

А. Д. Щеглов и другие сторонники автономной активизации к одним из проявлений процесса активизации относят континентальные рифтовые системы. Е. Е. Милановский [1975, 1976] устанавливает пространственно-генетическую приуроченность к ним щелочных, ультраосновных-щелочных и щелочно-гранитоидных комплексов и связанных с этими комплексами полезных ископаемых, в том числе редкометальных, а в прошлом (в раннем мезозое — верхнем палеозое, в палеозое и в позднем и раннем докембрии) выявляет существование им подобных систем (палеорифтовых), причем среди признаков, указывающих на рифтовый характер последних, одним из основных считает приуроченность к ним щелочных магматических комплексов — носителей редкометального оруденения.

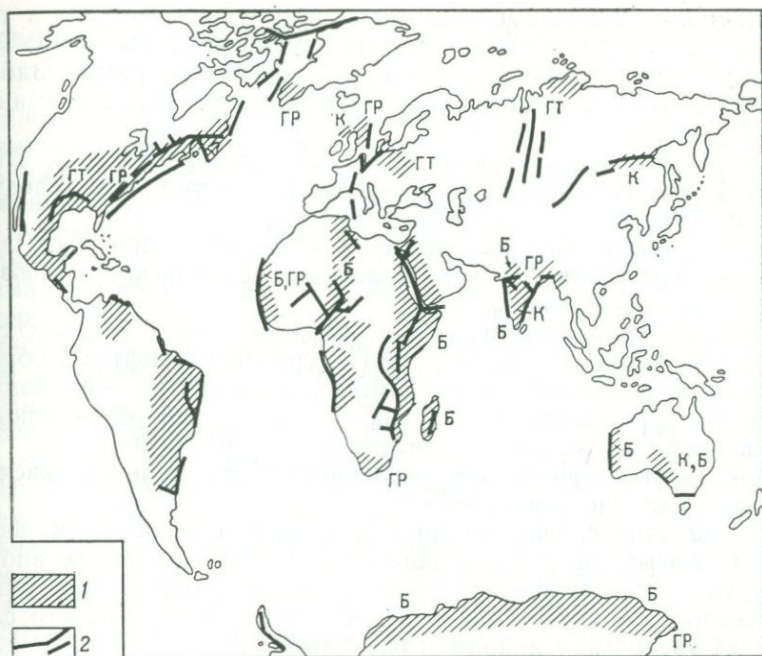


Рис. 2. Связь мезо-кайнозойских рифтов с зонами докембрийской тектоно-магматической активизации. По Е. Е. Милановскому [1976].

1 — зоны активизации: К — позднекареельские, ГТ — готские, ГР — гренвильские, Б — байкальские; 2 — рифтовые зоны

На существование в геологическом прошлом структур, подобных современным континентальным рифтам, указывают также А. Ф. Грачев [1977], В. В. Архангельская [1975] и другие исследователи. При сравнении схем размещения мезо-кайнозойских и более древних зон автономной активизации со схемами размещения континентальных рифтовых и палеорифтовых систем (рис. 2) наблюдается их совпадение. Таким образом, не только современные, но и древние рифтовые системы могут считаться зонами автономной активизации [Металлогения..., 1973].

В. И. Казанский [1972] установил, что области автономной активизации формировались и в докембрии, где имели «сверхдлительное» развитие и где с их образованием связано появление редкометальных гранитных пегматитов. К выводу о широком проявлении процессов автономной активизации в докембрии пришли и другие ученые [Белевцев Я. Н., Калцев Г. И., 1973; Kutina J., 1971, 1972; и др.].

Сторонники автономной активизации относят к ее проявлениям авлакогены и геосинклинальные трюги древних платформ,

тафрогеосинклинальные прогибы (тафрогеосинклинали), а также эпиплатформенные конседиментационные грабены-прогибы областей завершённой складчатости (юрские депрессии Забайкалья, девонские прогибы Казахстана и др.) [Металлогения..., 1973].

Особенности структур активизации после работ А. Д. Щеглова [1968, 1976 и др.] общеизвестны, отметим лишь следующие из них:

— длительность существования (десятки, сотни млн. лет) и преимущественно верхнепалеозойское, мезозойское, кайнозойское время проявления;

— своеобразная морфология, выражающаяся в одних случаях в наличии сводов (горстов) и грабенов (рифтов), обрамленных и осложненных разломами, а в других — в наличии вулкано-терригенных и угленосных депрессий с типичными осадочными формациями и автономностью развития;

— широкое проявление щелочного (всех степеней кислотности) трещинного магматизма;

— наличие гравитационных депрессий, сейсмичности, высоких тепловых потоков, отрицательных изостатических аномалий, высокого стояния поверхности Мохоровичича; малой (сравнительно с континентальной корой) мощности гранитного слоя за счет увеличения мощности базальтового;

— приуроченность к ним крупных рудных провинций с разновозрастными эндогенными месторождениями многих металлов, часто уникальными по масштабам, и с месторождениями угля, нефти, газа определенных генетических типов. Для этих зон характерны: олово-вольфрамовые грейзены и высокотемпературные гидротермалиты; редкометалльные карбонатитовые и апогранитные (в том числе и в щелочных гранитах) месторождения; гидротермальные среднетемпературные месторождения золоторудные, молибденовые, оловянно-вольфрамовые, пятиэлементной формации; эпитермальные месторождения барита, флюорита, золота, полиметаллов, марганца, сурьмы, ртути, вольфрама, тория, редких земель; угленосные бассейны типа Донбасса; нефтегазоносные районы западного берега Африки и восточного побережья Южной Америки, а также девонских авлакогенов Башкирии, Татарии, Оренбургской области, мезозойских грабенов Западно-Сибирской рифтовой системы (Колтогорско-Уренгойский грабен и др.), грабенов на дне Северного моря, продолжающих Рейнско-Ливийскую рифтовую систему, в которых в последние годы нефть уже успешно добывается, и др. [Роль рифтогенеза..., 1977; Хатьянов, Металлогения..., 1973; Куликов П. К. и др., 1972; Глобальные закономерности..., 1974; и др.]. Конкретные месторождения зон тектоно-магматической активизации рассматриваются в работе А. Д. Щеглова [1968].

### 3. ГЛОБАЛЬНЫЕ РУДОПРОДУЦИРУЮЩИЕ ЛИНЕАМЕНТЫ

Давно известно, что редкометальные рудные провинции, как и провинции других элементов, представленные эндогенными месторождениями, в пространстве часто сочетаются, образуя протяженные рудные пояса. Подобные пояса известны, например, на Африканской платформе (меридиональный пояс редкометальных карбонатитовых месторождений, совпадающий с системами Восточно-Африканских рифтов), в Северо и Южной Америке (пояс редкометальных пегматитовых, грейзеновых, гидротермальных месторождений Аппалач; Восточно-Бразильский пояс редкометальных пегматитов и карбонатитов) и в других регионах мира. Рассматриваемые пояса и составляющие их провинции совпадают, естественно, с поясами и провинциями тех магматических формаций, с породами которых генетически связываются месторождения данных провинций. К настоящему времени опубликовано несколько глобальных схем размещения таких поясов [Kutina J., 1972; Главнейшие провинции..., 1974; Фролов А. А., 1973; Глобальные закономерности..., 1974; и др.], из них наиболее обоснованная и полная последняя.

Линейность и большая протяженность редкометальных рудных поясов (и поясов материнских для их месторождений магматических пород), наблюдающаяся в ряде случаев приуроченность их к ослабленным зонам глубинных планетарных разломов и некоторые другие особенности позволили исследователям предположить связь таких поясов с глубинными (мантийными) источниками вещества и энергии [Бородин Л. С., 1971; Фролов А. А., 1973, 1974; и др.]. Такая связь предполагается не только для редкометальных, но и для провинций и поясов крупных месторождений всех других рудных элементов [Глобальные закономерности..., 1974].

Линейные протяженные зоны, к которым приурочены рудные пояса, в современной геологической литературе именуется то рудопродуцирующими или рудоконцентрирующими линеаментами, то рудоконцентрирующими структурами и рудоконцентрирующими системами нарушений [Kutina J., 1972; Ирдли А., 1954; Щеглов А. Д. 1976; Глобальные закономерности..., 1974; и др.]. Как установлено, эти линеаменты представляют собой длительно существовавшие (в изученных случаях на протяжении всей геологической истории) зоны дискретной повышенной проницаемости земной коры; структурно они представлены системами поднятых и опущенных тектонических блоков (горстов и грабенов), в основном отображенных в рельефе, или реже столь же протяженными зонами разрывных нарушений, в которых деструкция земной поверхности не сопровождалась большими перепадами высот при переходе от одного блока к другому. Эти линеаменты имеют сквозьструктурный характер,

а нередко и пересекают границы континентов с океанами. Последнее обстоятельство свидетельствует о значительной глубине заложения линеаментов — глубже нижней границы земной коры и даже глубже астеносферы, до которой согласно новой глобальной тектонике простираются границы между литосферными плитами.

В случаях, когда рудопродуцирующие линеаменты протягиваются с континента в океан, на их простираии на дне океанов наблюдаются зоны развития горстов и грабенов, длинные стороны которых ориентированы по простираии линеаментов. Так, например, на простираии восточной ветви выделяемого М. А. Фаворской с соавторами [Глобальные закономерности..., 1974] на территории Европы и Африки меридионального рудоконцентрирующего линеамента на дне Средиземного моря (западнее о. Корсика) располагается погребенный грабен [Glandeaud e. a., 1966], а на простираии западной ветви этого линеамента к северу — в Северный Ледовитый океан — горст хр. Ян-Майен. Эта ветвь рассматривается Кутиной [Kutina J., 1971<sub>2</sub>] в виде самостоятельного Галисия-Ян-Майенского линеамента. В целом рассматриваемый линеамент на севере уходит в Северный Ледовитый океан, а на юге — в Атлантический, где на его продолжении выявлены глубоководные впадины, на отдельных участках вытянутые в меридиональном направлении [Глобальные закономерности..., 1974].

В отношении связи с рудопродуцирующими линеаментами определенных типов магматических образований отмечается [Глобальные закономерности..., 1974; Фролов А. А., 1973, 1974; Главнейшие провинции..., 1974; и др.], что эти линеаменты трассируются массивами пород повышенной щелочности, базальтовыми лавами и продуктами дифференциации базальтовых магм, а также криптоэксплозивными комплексами и телами различных бор- и фторсодержащих метасоматитов.

Рассматриваемые линеаменты на одних континентах исследователями проводятся по-разному, а на других — одинаково. Так, характеризуя особенности размещения провинций щелочных пород, с которыми, как известно, связываются редкометалльные месторождения многих генетических типов, Е. А. Похвиснева [Главнейшие провинции..., 1974] протягивает концентрирующие их глобальные линеаменты в основном в субмеридиональном направлении. Аналогичное простираие главных рудопродуцирующих линеаментов устанавливают Я. Кутина [Kutina J., 1972] для Европы и Северной Америки, В. Лендвер [Lendwehr W. R., 1968] и другие исследователи для Центральной провинции США, М. А. Фаворская с соавторами [Главнейшие закономерности..., 1974] для Африки и Европы, С. Е. Колотухина [1977] для Африки, Австралии и Южной Америки. В то же время для Северной Америки, Южной Америки и азиатской части Евразии М. А. Фаворская и ее соавторы, напри-

мер, намечают сеть субширотных рудоконцентрирующих линеаментов.

Интересно отметить, что в тех случаях, когда эндогенные рудные провинции (или провинции материнских для их месторождений магматических пород) представлены сравнительно большим числом месторождений (массивов магматических пород) и число этих провинций больше двух-трех, местоположение рудных поясов и совпадающих с ними рудопроизводящих линеаментов всеми исследователями намечается в общем одинаково. Если же провинции редки и включают всего один-два месторождения, для объединения провинций в пояса исследователями привлекаются разные геологические и тектонические данные, и эта субъективность обуславливает несовмещение рудопроизводящих линеаментов, приводимых в публикациях. Так, все исследователи единодушны в выделении меридиональных рудоконцентрирующих линеаментов в Восточной Африке, Европе, в приатлантических частях Африки и Южной Америки, где редкометалльные и другие рудные провинции, а также провинции потенциально рудоносных эндогенных пород сравнительно многочисленны и располагаются кучно. Но на местоположение таких линеаментов в США взгляды геологов более или менее расходятся, а выделяемые различными исследователями глобальные линементы в Юго-Восточной Азии не совпадают почти ни в одном случае. Естественно, такая неравнозначность в какой-то мере обусловлена и разной степенью геологической и металлогенической изученности регионов. В отдельных участках континентов региональные рудопроизводящие линеаменты изучались целым рядом исследователей: Л. И. Красным [1977], Е. А. Радкевич [1963] и другими на Дальнем Востоке; Г. Н. Щербой [1970] в Казахстане; В. С. Кормилицыным [Кормилицын В. С., Иванова А. А., 1968], Н. А. Фогельман [1968], Д. И. Горжевским и другими [1966] в Забайкалье; Я. Кутиной [Kutina J., 1971, 1972] в Канаде и Западной Европе; В. Лендвером [Landwehr W. R., 1968], А. Хейлом [Heyl A. V., 1972], А. Иртли [1954] в США и т. д. Причем интересно отметить, что местоположение региональных рудопроизводящих линеаментов у большинства их исследователей более или менее совпадает.

В последние годы некоторые исследователи [Kutina J., 1972; Милановский Е. Е., 1976; Грачев А. Ф., 1977] стали связывать рудопроизводящие линеаменты с современными континентальными рифтовыми системами и с рифтоподобными — палеорифтовыми — системами геологического прошлого.

Многие рудопроизводящие линеаменты, намеченные и теми из исследователей, которые не задумывались над возможностью существования подобной связи, тем не менее тоже совпадают с такими системами [Глобальные закономерности..., 1974] и, по данным этих исследователей, имеют сходное с ними

морфологическое, магматическое и тектоническое выражение: те и другие представлены на земной поверхности глыбовыми поднятиями и впадинами, а тектонически — грабенами и горстами; имеют сквозьструктурный характер, т. е. занимают секущее положение относительно разновозрастных геологических структур и границ континентов и океанов; трассированы массивами щелочных пород, телами базальтов и их дифференциатов; включают месторождения многих, в том числе редкометальных, полезных ископаемых.

Это сходство становится еще более разительным, если учесть, что современные континентальные рифты, как теперь установлено [Милановский Е. Е., 1976; Система рифтов..., 1970; Основные проблемы..., 1970], нередко унаследованы от более древних (палеозойских и даже докембрийских) и в большинстве случаев представляют собой разновозрастные системы, в которых кайнозойские грабены и горсты сочетаются с мезозойскими и иногда с верхнепалеозойскими [Милановский Е. Е., 1976].

Рудоконцентрирующие структуры [Глобальные закономерности..., 1974] были заложены на самых ранних стадиях развития Земли и поэтому совпадают с архейскими разрывными структурами фундаментов континентов. В более поздние периоды геологической истории они имели уже сквозьструктурный характер и дискретное развитие: оживлялись лишь в глобальные периоды активизации. В эти периоды в их областях возникали сводовые поднятия, на которых закладывались и развивались впадины, авлакогены, вулканические пояса, и формировались различные месторождения. Отсюда ясно, что по крайней мере по их определению рудоконцентрирующие (рудопродуцирующие) линеаменты сходны, если не идентичны, не только с континентальными рифтами, но и с выделяемыми многими исследователями зонами автономной тектоно-магматической активизации.

Как отмечалось, континентальные рифты рассматриваются сторонниками теории автономной тектоно-магматической активизации как зоны этой активизации [Щеглов А. Д., 1968, 1971, 1976].

На основании сходства существа понятий и совпадения в пространстве мы можем констатировать, что глобальные континентальные рифтовые системы, зоны автономной тектоно-магматической активизации и рудоконцентрирующие линеаменты — это в большинстве изученных случаев одни и те же структуры. Ниже мы постараемся доказать, что для объяснения особенностей пространственного размещения редкометальных месторождений наиболее приемлем термин «рифтовые (палеорифтовые) системы» и нет особой необходимости подменять его другими терминами, идентичными по вкладываемому в них металлогеническому содержанию.

Отметим также следующее: на основании изучения «аномальных» геохимических особенностей рудоконцентрирующих структур их исследователи [Глобальные закономерности..., 1974] считают, что поднимающиеся по данным структурам продукты дегазации мантии несут в первую очередь калий, натрий, бор, фтор, хлор, водород и другие летучие и легкоподвижные элементы, а из рудных элементов — несомненно медь, цинк, золото, серебро, платину, никель, кобальт, уран и торий и, вероятно, свинец, олово, литий и другие литофильные редкие элементы.

РАЗМЕЩЕНИЕ  
РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
НА ПЛАТФОРМАХ

---

---

Редкометальные месторождения известны на всех древних платформах Земли. Более того, большинство месторождений (в том числе наиболее крупные по запасам и уникальные по содержанию полезных компонентов) располагаются именно на платформах (см. рис. 1), а в областях завершенной складчатости — на «микроконтинентах» — обломках бывших платформ, на что обратили также внимание А. Н. Солодов [1977], С. Е. Колотухина [1977] и другие исследователи. В редкометальных месторождениях платформ заключена подавляющая часть мировых (без СССР) запасов лития, рубидия, цезия, ниобия, редких земель [Солодов А. Н., 1977].

Редкометальные месторождения платформ представлены в основном следующими генетическими типами: 1) комплексами ультраосновных-щелочных пород с редкометальными карбонатами; 2) месторождениями ниобия, редких земель, в меньшей степени тантала, связанными с нефелиновыми и щелочными снититами и их пегматитами; 3) полевошпатовыми щелочными приразломными метасоматитами с комплексным тантал-ниобий-цирконий-редкоземельным и бериллиевым оруденением; 4) щелочными так называемыми рибекитовыми гранитами, несущими (как и полевошпатовые метасоматиты) тантал-ниобий-редкоземельно-циркониевое, а в надинтрузивных зонах бериллиевое оруденение; 5) редкометальными гранитными пегматитами.

Месторождения перечисленных типов встречаются и в фанерозойских складчатых областях, но там они более редки и, как правило, значительно мельче.

Редкометальные месторождения остальных генетических типов на платформах почти не встречаются, а те, что известны, не имеют большого практического значения. Такие месторождения преобладают в фанерозойских складчатых областях.

Возраст редкометальных месторождений платформ различен, главные эпохи их формирования — верхний архей и особенно нижний протерозой в докембрии, верхний палеозой в палеозое, затем ранний и поздний мезозой и поздний кайнозой.

## 1. АРХЕЙСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Редкометальные месторождения архейского возраста известны в фундаменте Африканской платформы, на Канадском щите Северо-Американской платформы, в Западной Австралии — в пределах Йилгарнского и Пилбарского выступов докембрийского фундамента Австралийской платформы. Это часто весьма крупные месторождения лития, цезия, тантала, рублидия и бериллия пегматитового типа. По масштабам редкометальных пегматитовых месторождений архейская эра уступает только нижнему протерозою.

**Африка.** Архейские редкометальные месторождения Африки представлены: месторождениями Бикита, Шамва, Солсбери, Млотко, Мотобо, Виктория, Гленфорит, Умтали, Камативи и другими в пределах Южно-Родезийского щита; месторождениями провинций Мгаба, Луовельд, Манаа, Палабора, хр. Мурчисон (месторождения Сомерсет, Кобра с изумрудами), Ошиек, Гравелот в пределах Трансваальского щита. Месторождения Южно-Родезийского щита — литиевые, бериллиевые, танталовые с цезием; месторождения Трансваальского щита — бериллий-редкоземельные с урановой минерализацией, только в месторождении Ошиек известны также и минералы лития.

Особенностью развития Африканской платформы, как и вообще платформ Гондваны, является следующее: типичный платформенный режим на отдельных участках ее территории установился очень рано — еще в глубоком докембрии, и таким образом, переход от нуклеарной к платформенно-геосинклинальной стадии развития литосферы на этих участках тоже имел место в архее, хотя в целом территории Африки (исключая фанерозойские геосинклинальные области Атласа, Красноморского и Капского поясов) превратилась в платформу только к началу фанерозоя ( $575 \pm 15$  млн. лет) [Шуберт Ю., Фор-Мюре А., 1973].

Поэтому фундамент Африканской платформы, обнаженный в настоящее время на сравнительно больших участках континента, весьма гетерогенен. Согласно современным представлениям [Шуберт Ю., Фор-Мюре А., 1973; Докембрий континентов, 1976] в его составе выделяются архейские кратоны, выступающие теперь в виде щитов и массивов, и позднедокембрийские подвижные пояса или складчатые зоны. Последние возникли на месте длительно развивавшихся прогибов геосинклинального типа в результате кибаро-бурундийского орогенеза. Главные складчатые пояса: Намакваленд-Кибарский, Дамаралендский (Дамаро-Катангский, Митумба-Дамарский), Нигерийский (Нигеро-Атакорский), Западно-Конголезский. Фундамент платформы местами перекрыт мощным платформенным чехлом: плиты Карру-Калахари, Таудени, Конго и др. (рис. 3).

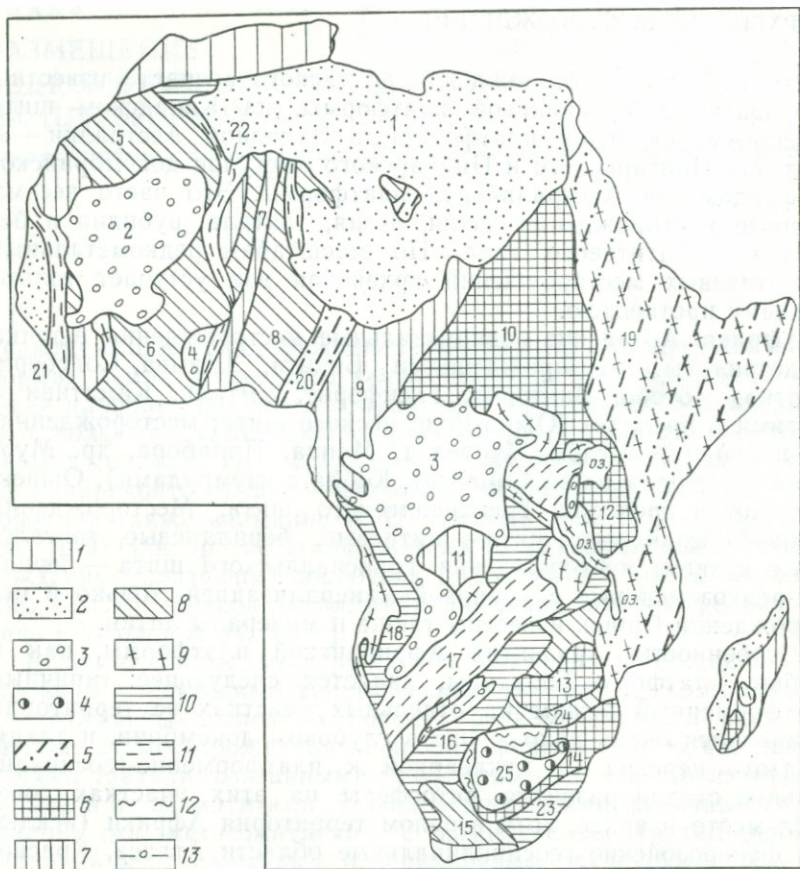


Рис. 3. Строение фундамента Африки. По В. Е. Хаину и Н. А. Божко [Хайн В. Е., 1971].

1 — фанерозойские складчатые пояса; платформенный чехол: 2 — фанерозойский, 3 — протерозойский, 4 — архейский; 5 — зоны активизации; выступы основания: 6 — раннеархейские, 7 — позднеархейские, 8 — нижнепротерозойские, 9 — среднепротерозойские, 10—11 — верхнепротерозойские (10 — кибарские, 11 — катангские); межгорные впадины и передовые прогибы: 12 — архейские и нижнепротерозойские, 13 — верхнепротерозойские. Отдельные структурные элементы: 1—4 — плиты (1 — Сахарская, 2 — Таудени, 3 — Конго, 4 — Вольта); 5—14 — щиты и массивы (5 — Регибатский, 6 — Леоно-Либерийский, 7 — Туаргский, 8 — Дагомейско-Нигерийский, 9 — Камерун, 10 — Центрально-Африканский, 11 — Касаи, 12 — Танганьикский, 13 — Родезийский, 14 — Трансваальский); 15—24 — складчатые системы (15 — Кейс, 16 — Намакваленд-Кибарская, 17 — Дамаро-Катангская, 18 — Западно-Конголезская, 19 — Мозамбикская, 20 — Камерунская, 21 — Сенегальская, 22 — Нигерийско-Атакорская, 23 — Наталь, 24 — Замбези); 25 — плита Карру (Карру-Калахари)

Внутреннее строение кратонов, в свою очередь, гетерогенно: на их площади выделяются катархейские ядра (цоколи раннеархейских платформ), архейские зеленокаменные пояса, а также протоплатформенные архейские чехлы и более поздние — протерозойские геосинклинальные трого и эпикратонные впадины, в которых накопились мощные платформенные по типу

протерозойские отложения. Трансваальский и Южно-Родезийский щиты (катархейские цоколи архейских платформ) входят в состав Южно-Африканского кратона. Щиты разделяются и окружаются мощными зонами диафтореза и рассланцевания пород — так называемыми складчатыми системами Лимпопо, Замбези и Западного Мозамбика.

Катархейское ядро (цоколь) Трансваальского щита сложено гранит-мигматит-гнейсовым комплексом пород, метаморфизованных до высоких ступеней амфиболитовой фации. В нем присутствуют кинциты, различные амфиболиты, биотитовые, биотит-амфиболовые, пироксеновые, биотит-гранатовые кристаллические сланцы, гнейсы и кварциты. Цоколь (ядро) Родезийского щита, видимо, сложен такими же породами; во всяком случае, подобные породы наблюдаются в составе широко в нем распространенных гранито-гнейсовых куполов, сформировавшихся в окончательном виде позже, уже в кивантийское время. Окружающие и разделяющие щиты складчатые системы Лимпопо, Мозамбик и Замбези сложены также этой серией пород, но интенсивно раздробленными, рассланцованными и (главное) ретроградно метаморфизованными — диафторированными [Докембрий континентов..., 1976].

Породы цоколя Трансваальского щита несогласно и с перерывом перекрыты системой отложений Свазиленд с галькой этих пород в конгломератах ее основания [Hunter D., 1970; Naughton, 1969]. Породы цоколя Южно-Родезийского щита перекрыты отложениями субаквейской, булавайской и шамвайской серий. Абсолютный возраст наиболее древних пород системы Свазиленд и субаквейской серии одинаков и составляет 3,5—3,2 млрд. лет [Шуберт Ю., Фор-Мюре А., 1973]. Система Свазиленд представлена сериями отложений (снизу вверх) Онвервахт, Фиг-Три, Модис. Отложения системы Свазиленд и субаквейской, булавайской, шамвайской серий — это типичные комплексы зеленокаменных поясов. На Трансваальском и Южно-Родезийском щитах они выполняют конседиментационные грабен-синклинали субширотного или долготного простирания [Докембрий континентов, 1976].

Система Свазиленд представлена туфами и лавами базальтов, андезитов, реже кератофинов и риолитов, глинистыми сланцами, итабиритами, яшмами, линзами доломитовых известняков, углистыми сланцами, железистыми кварцитами, конгломератами и прослоена силлами перидотитов и габбро, коматитов. Породы рвутся гранитами ройватерского интрузивного комплекса, сопровождающимися редкометальными пегматитами. В массивах гранитов вокруг останцов вмещающих пород Свазиленда, представленных основными сланцами, наблюдаются пегматиты с изумрудом.

В составе пород субаквейской серии преобладают железистые кварциты, кристаллические сланцы и гнейсы, хромосодер-

жащие базиты и гипербазиты. На породах субаквейской серии, несогласно на их пенеппенизированной поверхности, лежат субгеосинклинальные эффузивно-терригенные образования булавайской серии (возраст 3—2,8 млрд. лет), метаморфизованные в зеленосланцевой фации, и несогласно перекрывающие их терригенно-флишевые осадки шамвайской системы (возраст 2,65 млрд. лет), которые некоторые исследователи [Шуберт Ю., Фор-Мюре А., 1973] считают типично платформенными образованиями. В базальных горизонтах булавайской системы обнаружены гальки гранитов, рвущих породы субаквейской системы (по данным тех же исследователей).

Гранитоиды, материнские для редкометалльных пегматитов, интродуцируют булавайскую и низы шамвайской систем и образуют согласные с залеганием отложений этих систем тела плито-, силло-, лакколито- и лополитообразной типично платформенной формы, местами приподнимающие вмещающие породы в виде куполов и брахиформных структур. Вокруг тел гранитоидов наблюдаются разной мощности послойные их апофизы. Эти же граниты участвуют в строении гранито-гнейсовых куполов, но среди гранито-гнейсов они не сопровождаются редкометалльным оруденением. Возраст пегматитоносных гранитоидов колеблется в пределах 2,6—1,5 млрд. лет. Пегматитоносные гранитоиды представлены целой серией пород от габбро-диоритов, тоналитов, кварцевых диоритов, монцититов до двуслюдяных гранитов, кварцевых порфиров, фельзитов.

**Северная Америка.** Архейские редкометалльные пегматиты Канадского щита, как и африканские, пространственно приурочены к зеленокаменным поясам [Geology and Economic..., 1970; Поля редкометалльных..., 1976], сформировавшимся в две эпохи: нижнеархейскую (древнее 3 млрд. лет) и верхнеархейскую кеноранскую (древнее 2,7 млрд. лет). Наиболее мощные и продуктивные редкометалльные пегматитовые поля кеноранские в провинциях Слайв и Сьюперииор [Crouse R. A., Cerny P., 1972; Kutina J., 1971; и др.] (рис. 4). Наиболее известное пегматитовое поле провинции Слайв — Йеллоунайф, пегматиты которого располагаются среди пород зеленокаменной серии Йеллоунайф. Редкометалльная провинция Сьюперииор представлена пегматитовыми полями Кэт-Лейк-Виннипег-Ривер (провинция Манитоба), Нипигон-Ориент-Бэй (провинция Онтарио), Абитиб-Тимискаминг и Прейсак-Лаккорн (провинция Квебек) и др.

Нижнеархейские и верхнеархейские зеленокаменные пояса отчетливо фиксируются геофизически как зоны положительных магнитных аномалий величиной в 200 гамм и более. Простирание архейских зеленокаменных поясов в основном субширотное (пояса Абитиб-Ваба, Вабитун и др.), но есть и меридиональные пояса.

Нижнеархейские породы щита представлены тремя сериями отложений (снизу вверх): гранито-гнейсовой, зеленосланцевой

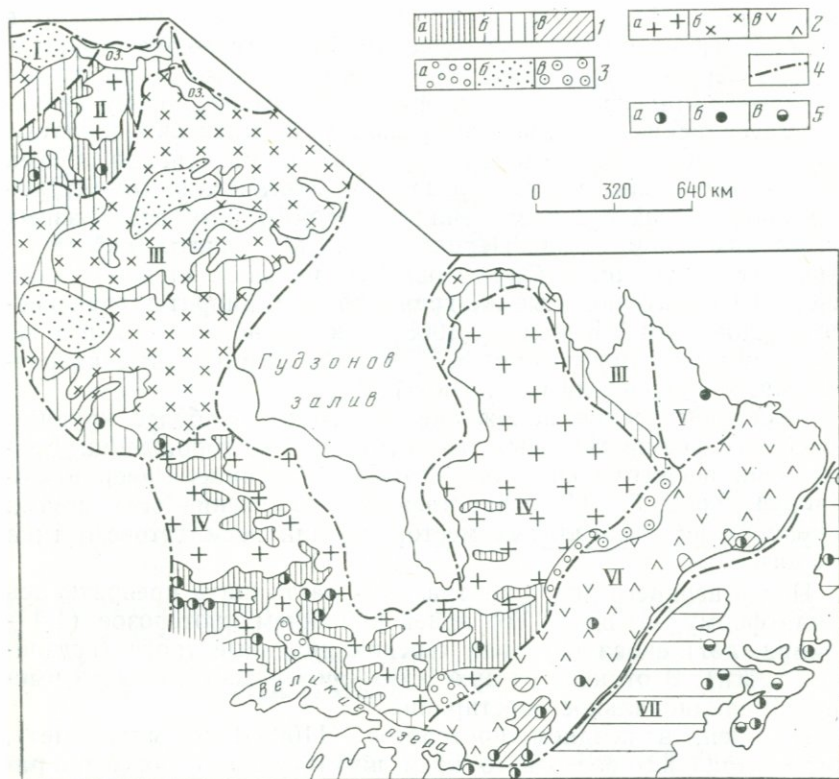


Рис. 4. Размещение редкометальных месторождений на Канадском щите. По Ч. Стоквеллу и А. Миллиган [Поля редкометальных..., 1976], Ф. Б. Кингу [1972] и др.

1 — зеленокаменные породы (зеленокаменные пояса) кеноранского (а), гудзонского (б) и гренильского (в) возраста; 2 — граниты, гнейсы, чарнокиты кеноранского (а), гудзонского (б) и гренильского (в) возраста; 3 — платформенные чехлы на кеноранских (а), гудзонских (б) и гренильских (в) образованиях; 4 — границы структурных зон: I — Биа, II — Слайв, III — Черчилл, IV — Сьюпериор, V — Найн, VI — Гренивилл, VII — область палеозойской складчатости; 5 — редкометальные месторождения пегматитового (а), нефелин-сиенитового (б) и гидротермального (в) генезиса. Месторождения карбонатного типа даны на рис. 9

апоэффузивной и молассоподобной граувакковой. После раскалывания первичного архейского кратона в верхнем архее на территории щита возникли узкие шовные кеноранские прогибы — трого, в которых отложились вулканогенно-терригенные отложения серий Йеллоунайф, Райс-Лейк, Виннипегоу и другие их гомологи (в разных районах они имеют разные наименования).

Граниты и связанные с ними редкометальные пегматиты рвут отложения троговых комплексов. Абсолютный их возраст колеблется в пределах 2,6—2,5 млрд. лет — альгоманские в троге Йеллоунайф и синхронные им в других трогах. Они слагают лополито- и силлообразные тела, конформные залеганию

вмещающих пород, реже дискордантные к ним и участвуют в строении гранито-гнейсовых куполов днищ троговых структур. Купола нередко «протыкают» на ту или иную мощность толщи троговых комплексов и всегда приподнимают их, причем граниты, материнские для редкометальных пегматитов, образуют сравнительно мелкие тела в центральной части куполов, а сами купола окружены полями развития многочисленных послонных апофиз этих гранитов — широкими ореолами своеобразных гигантских мигматитов. Пегматитоносные граниты двуслюдяные, мусковитовые, лейкократовые, в меньшей степени среди них развиты двуслюдяные же гранодиориты, диориты, граносиениты [Докембрий Канады..., 1968]. Интересно, что с этими же гранитами местами генетически связаны золотоносные кварцевые жилы (провинция Сьюпериор).

Пространственное положение одного из наиболее крупных архейских редкометальных пегматитовых месторождений Берник-Лейк пегматитового поля Кэт-Лейк-Виннипег-Ривер иллюстрирует рис. 5. Пространственное положение всех других архейских редкометальных месторождений пегматитового типа аналогично.

После верхнего архея центральная часть щита превратилась в платформу, но вдоль его краев в нижнем протерозое (1,9—2 млрд. лет) снова возникли геосинклинальные трого (гудзонские трого). В отличие от архейских протерозойские трого имели субмеридиональное простираие.

Наконец, в позднем протерозое (1100—1140 млрд. лет), когда вдоль юго-восточного края щита существовал перикратонный Гренвильский прогиб, отделенный от щита разломами, от него в глубь щита ответвлялись узкие небольшие геосинклинальные трого преимущественно субширотного простираия [Хаин В. Е., 1971]. В геосинклинальных трогох протерозоя также известны поля редкометальных пегматитов, но они редки, невелики по размерам и не имеют важного практического значения.

**Австралия.** Как известно, докембрийский фундамент Австралийской платформы обнажен в ряде участков. Фанерозойский чехол перекрывает его меньшую часть, но в отдельных районах (приразломные впадины Карнарвон, Пертская) он достигает весьма большой мощности (до 10 км).

Редкометальные архейские пегматиты известны во всех выступах фундамента платформы, сложенных архейскими породами и именуемых платформенными щитами или блоками. Так, они известны в блоках Йилгарн, Пилбара в Западной Австралии (месторождения Воджина, Табба-Табба, Стрелли, Кугллегонг, Пилгангура, Пуна, Кулгарди, Кетлин-Крик и др.) и блоке Кимберли в пределах Северной Австралии (месторождения пегматитовых полей Нейпур-Даунс, Маунт-Докрелл, Финнис-Риверс) [Колотухина С. Е. и др., 1974; Поля редкометаль-

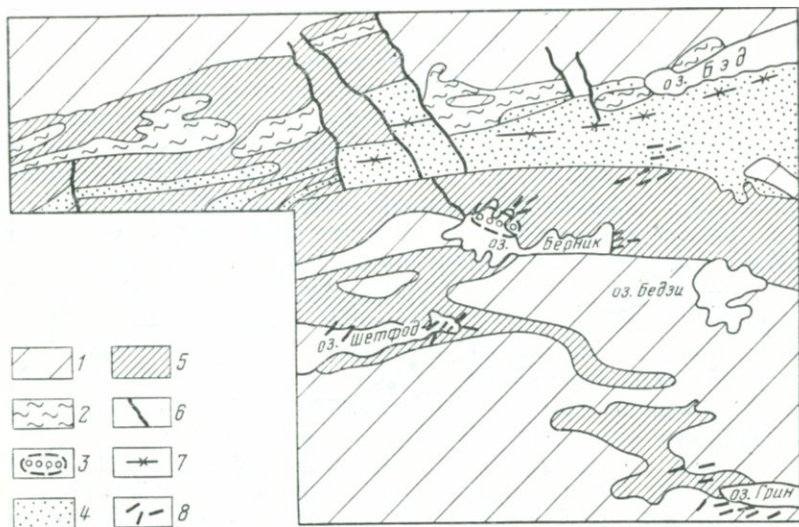


Рис. 5. Геологическое строение района месторождения Берник-Лейк [Поля редкометалльных..., 1976].

1 — диориты, граниты, пегматоидные граниты; 2 — габбро, перидотиты; 3 — конгломераты; 4–5 — породы трогового комплекса: 4 — терригенные, 5 — вулканогенные; 6 — разломы; 7 — ось трого; 8 — жилы пегматитов

ных..., 1976]. Блоки Йилгарн и Пилбар слагаются нижнеархейскими, а Кимберли — верхнеархейскими породами (рис. 6). В пределах первых двух выделяются три крупных комплекса отложений (снизу вверх): а) гранито-гнейсовый, б) преимущественно вулканогенный с вулканическим материалом главным образом основного состава и в) преимущественно терригенный или карбонатно-терригенный. Однако два последних комплекса сравнительно однородны, пространственно тесно связаны и их, как считают некоторые исследователи [Kriewaldt M. J. W., Kalgoorlie, 1969; Докембрий континентов, 1976], можно объединить.

В разных районах обоих блоков вулканогенный и терригенный комплексы именуется по-разному. Так, в блоке Йилгарн вулканогенный комплекс часто именуется зеленокаменным, в блоке Пилбара — формацией Уорравуна, Ригол; терригенный комплекс в первом блоке часто именуется белокаменным, а в блоке Пилбара — формацией Кливервилл, Москито-Крик, Горг-Крик. Гранито-гнейсы первого комплекса слагают основную часть блоков. Это породы, метаморфизованные в гранулитовой и в высоких ступенях амфиболитовой фаций метаморфизма: ставролитовые, силлиманит-мусковитовые, андалузит-кордиеритовые с гранатом кристаллические сланцы и гнейсы, гранатовые гранулиты, прослоенные телами гранитов, окруженными

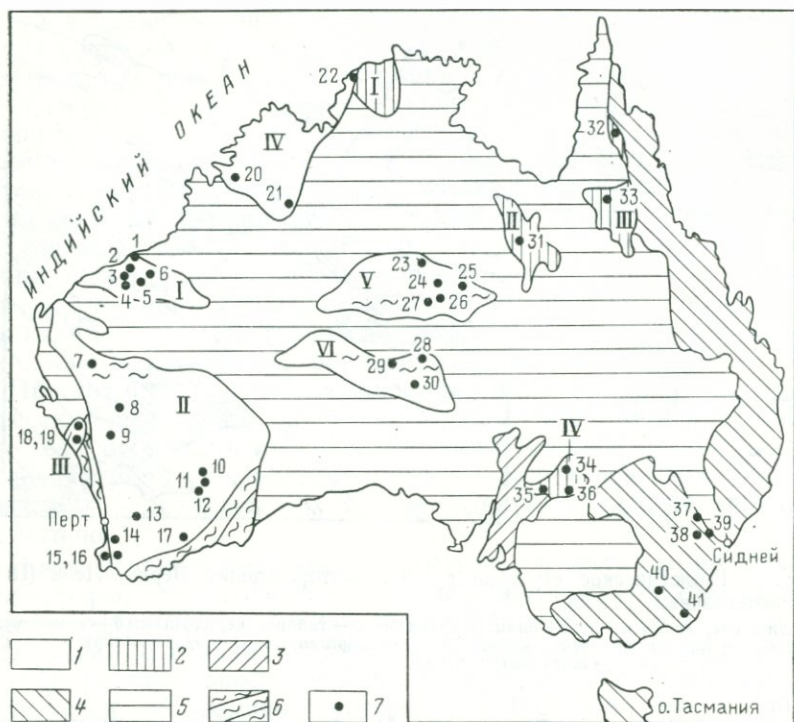


Рис. 6. Размещение редкометальных месторождений в Австралии. [Геология и экономика месторождений..., 1975].

1 — архейские блоки и срединные массивы: I — Пилбара, II — Йилгарн, III — Нортгемптон, IV — Кимберли, V — Аранта, VI — Максгрейв; 2 — нижне- и среднепротерозойские блоки и срединные массивы: I — Пайн-Крик, II — Маунт-Айза, III — Джорджтаун, IV — Брокен-Хилл; 3 — байкалиты; 4 — Тасманский складчатый пояс; 5 — фанерозойский платформенный чехол; 6 — активизированные участки блоков; 7 — редкометальные пегматитовые месторождения

полями мигматитов. Местами в составе пород наблюдаются пироксеновые гранулиты, или, как их ранее называли [Вильсон А., 1965], чарнокиты, оливиновые гиперстениты.

Два последних комплекса отложений отличаются друг от друга лишь преобладанием вулканогенного (первый комплекс) или терригенного (второй комплекс) материала, но ранее нижний комплекс считался исключительно апоэффузивным, а верхний — терригенным (или карбонатно-терригенным, белокаменным). К настоящему времени установлено, что в нижнем комплексе обязательно присутствуют наряду с вулканогенными и терригенные (белокаменные) породы, а в верхнем кроме терригенных — вулканогенные. В составе пород комплексов типичны граувакки, филлиты, риолиты, дациты, базальты, щелочные лавы, силлы основных и ультраосновных пород, превращенных в амфиболиты и пироксениты; несортированные кон-

гломераты и брекчии, кварциты и джеспилиты. Метаморфизм пород зеленосланцевый, но местами (особенно в прибортовых частях структур) повышается до низких ступеней амфиболитовой фации. Среди широких полей гранито-гнейсов образования этих комплексов слагают узкие длинные ( $450 \times 30$  км<sup>2</sup>) зеленокаменные пояса выдержанного северо-северо-западного субмеридионального простирания.

Возрастные соотношения гранито-гнейсовых и вулканогенно-осадочных толщ трактуются австралийскими геологами различно: одни наиболее древними считают гранито-гнейсы [Holdart A. J., Wyatt J. D., 1962; Prider R. T., 1952], другие — толщи зеленокаменных поясов [Вильсон А., 1965; Walpole B. P., 1962; и др.]. Наиболее древние значения абсолютного возраста дают породы гранито-гнейсовых толщ и галек гранито-гнейсов из конгломератов зеленокаменных поясов (3—3,3 млрд. лет), хотя большинство определений указывает на явления омоложения этих толщ (1400—1000 млн. лет). Абсолютный же возраст пород зеленокаменных поясов 2,8—2,6 млрд. лет  $\pm$  100 млн. лет [Докембрий континентов, 1976] и, может быть, до 3 млрд. лет [Поля редкометалльных..., 1976]. Породы зеленокаменных поясов интенсивно дислоцированы.

Поля редкометалльных пегматитов блоков Йилгарн в Пилбара приурочены строго к зеленокаменным поясам (серии Уоравуна, Ригол, Кливервилл, Москито-Крик и их гомологи) (рис. 7). Возраст пегматитов и материнских для них гранитов 2,8—2,9 млрд. лет. Граниты, материнские для пегматитов, в некоторых случаях альбитизированы (месторождение Гринбушес в юго-западной части блока Йилгарн), а пегматитовые жилы отдельных полей секутся кварцевыми жилами с шеелитом, с минералами свинца и висмута, которые в прошлом являлись объектом добычи висмута (месторождение Мелвилл в пегматитовом поле Пуна в блоке Йилгарн) [Поля редкометалльных..., 1976].

Пегматитовая провинция блока Пилбара в основном оловянно-танталовая (берилл добывается попутно), а блока Йилгарн тоже в основном оловянно-танталовая, но в ее пределах известны самостоятельные бериллиевые месторождения (Сперговиль, Маунт-Мерисон, Мелвилл), а также литиевые (сподуменовые) месторождения (Кетлин-Крик), где сподумен добывался в 1954—1961 гг., и др.

В верхнеархейском блоке Кимберли известны три пегматитовых поля: Нейпур-Даунс, Маунт-Докрелл, Финнис-Риверс, (см. рис. 6). Возраст пегматитов 2,5 млрд. лет. Как и в блоках Йилгарн и Пилбара, пегматиты здесь приурочены к зеленокаменным поясам [Колотухина С. Е. и др., 1974], только возраст их верхнеархейский (2,6—2,5 млрд. лет). Из пегматитовых месторождений блока извлекаются тантал (Финнис-Риверс, Бамбу-Крик) и литий (из амблигонита, Энтерпрайз).

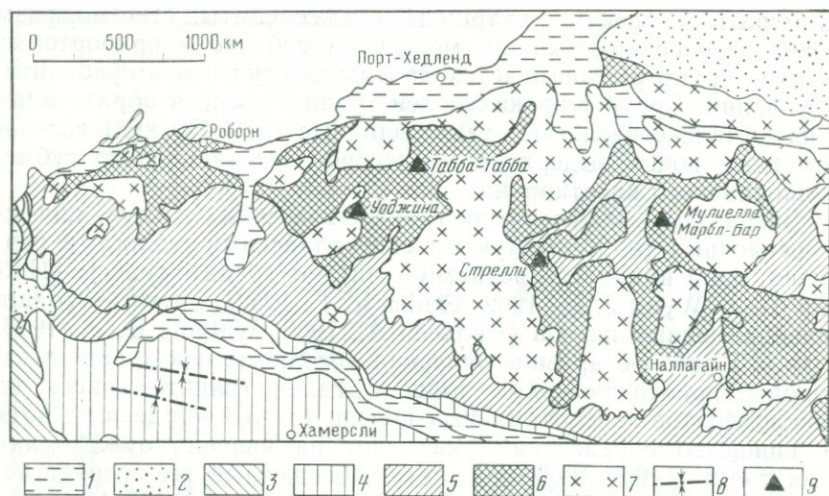


Рис. 7. Схематическая геологическая карта блока Пилбара. По С. Е. Колоухиной и др. [1974].

1 — аллювиальные отложения; 2 — мезозой; 3—5 — нижний и средний протерозой: 3 — группа Уайпу, 4 — группа Хамерелли, 5 — группа Фортезью; 6 — архейские зеленокаменные пояса; 7 — архейские гранито-гнейсы куполов; 8 — оси антиклиналей и синклиналей; 9 — поля редкометальных пегматитов

В архейских блоках Аранта и Максгрейв в Центральной Австралии (см. рис. 6) в архейских пара- и ортогнейсах также известны редкометальные пегматиты (танталоносные); генетически они связаны с архейскими же гранитами возраста 2,5 млрд. лет. Это пегматиты полей Барроу-Крик, Делли. Практического значения они не имеют. Об их структурном положении сведений нет.

## 2. ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Протерозойская эра развития Земли и особенно нижнепротерозойский ее период весьма продуктивны в отношении редкометального оруденения. Нижнепротерозойские редкометальные месторождения, как правило, имеют крупные масштабы и богаты по содержанию полезных компонентов. Они представлены редкометальными пегматитами и приразломными щелочными полевошпатовыми метасоматитами. Несколько более поздние средне- и верхнепротерозойские редкометальные месторождения представлены, кроме того, редкометальными щелочными рибекитовыми гранитами, карбонатитами, литий-фтористыми гранитами и редкометальными гидротермальными месторождениями в связи с массивами агпантовых нефелиновых и калиевых щелочных сиенитов и гранитов, а также грейзеновыми и кварцево-грейзеновыми образованиями. Таким образом, по

сравнению с архейскими протерозойские редкометальные месторождения генетически более разнообразны. Они известны не на всех платформах Земли.

**Северная Америка и Гренландия.** На Северо-Американской платформе протерозойские редкометальные месторождения представлены редкометальными пегматитами Канадского щита, плато Колорадо и поднятия Блек-Хиллс, редкометальными карбонатитами и гидротермальными и грейзеновыми месторождениями, расположенными в пределах плато Колорадо. Кроме того, в северо-восточной части Канадского щита и в Гренландии сравнительно широко развиты различные щелочные породы, в том числе с карбонатитами, в ряде случаев несущие редкометальную минерализацию.

Редкометальные пегматиты Канадского щита располагаются в нижнепротерозойских (древнее 1,9 млрд. лет) гудзонских и протерозойских (древнее 1,4 млрд. лет) гренвильских геосинклинальных трогах [Поля редкометальных..., 1976]. Эти трюги, как отмечалось, развились вдоль региональных разломов краев архейского кратона — жесткого протоплатформенного участка земной коры, в который превратилась вся центральная часть современной территории щита к концу архейской эры. Нижнепротерозойские трюги сохранились главным образом в северо-западной части щита. Они вытянуты преимущественно в меридиональном направлении [Kutina J., 1972]. Более молодые — гренвильские — трюги невелики по размерам. Они отвечают от перикратонного Гренвильского прогиба внутрь архейского ядра щита и имеют субширотное, реже субмеридиональное простирание. Гренвильский перикратонный прогиб существовал в протерозое на месте современной провинции Гренвилл [Geology and Economic..., 1970; Поля редкометальных..., 1976].

Гренвильские и гудзонские трюги не содержат крупных месторождений редкометальных пегматитов (см. рис. 4) [Поля редкометальных..., 1976; Geology and Economic..., 1970].

Плато Колорадо (рис. 8) является юго-западной частью Северо-Американской платформы, подвергшейся процессам активизации в палеозое, мезозое и кайнозое [Kutina J., 1972; Кинг Ф. Б., 1972; и др.]. Благодаря этим процессам на отдельных участках его территории обнажился докембрийский платформенный фундамент, в пределах которого и известны докембрийские редкометальные месторождения.

Процесс палеозойской активизации территории плато — это процесс рифтообразования [Система рифтов..., 1970]. В раннем палеозое территория плато представляла собой платформу. В верхнем палеозое вдоль глубинных разломов меридионального заложения в восточной части плато произошло формирование горстов — хребтов Передового и Анкомпарге и узкого длинного грабена между ними. В грабене отлагались продукты эро-

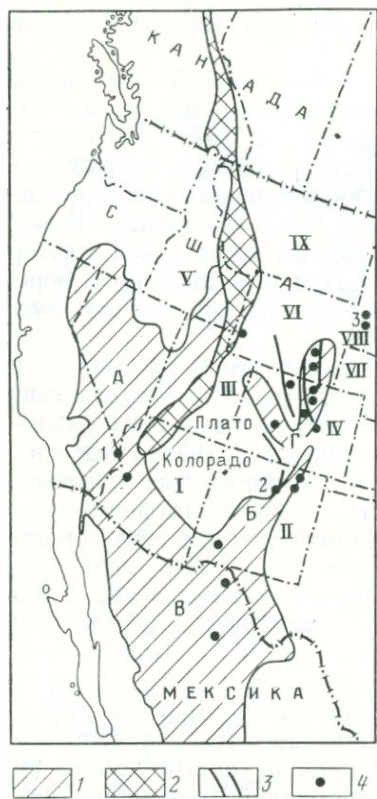


Рис. 8. Редкометальные месторождения и рифтовые зоны Запада США. По К. Л. Куку [Система рифтов..., 1970] с дополнениями автора.

США, штаты: I — Аризона, II — Нью-Мексико, III — Юта, IV — Колорадо, V — Айдахо, VI — Вайоминг, VII — Небраска, VIII — Южная Дакота, IX — Монтана; 1 — рифтовые системы: А — Провинция Бассейнов и Хребтов, Б — Рио-Гранде, В — Сонора-Чуауа, Г — хр. Передового и Анкомпарге; 2 — наиболее крупные и протяженные впадины рифтовой системы Провинции Бассейнов и Хребтов; 3 — некоторые рифтообразующие разрывы хр. Передового и Анкомпарге; 4 — главные редкометальные месторождения (1 — Маунтин-Пасс, 2 — Айрон-Хилл, 3 — поднятия Блек-Хиллс)

зид хребтов — преимущественно пермские отложения (мощностью до 3 км). Однако в этот период эрозия не обнажила платформенный фундамент. В раннем мезозое рельеф этой области был снивелирован, и на пенепленизированной поверхности региона отложились осадки триаса и юры.

В мезозое процессы активизации (процессы рифтообразования) возобновились, старые разрывы оживились и на прежних участках (примерно в тех же границах)

возникли горсты и разделяющий их грабен. Мезозойская эрозия в пределах хребтов обнажила фундамент платформы. С мезозойской активизацией в этом регионе связана редкометальная минерализация разнообразных генетических типов, в том числе и пегматитового. Но в платформенных выступах наряду с мезозойскими наблюдаются также докембрийские редкометальные пегматиты. В целом разновозрастные редкометальные месторождения плато Колорадо и прилегающих к нему регионов (поднятия Блек-Хиллс; района Фремонт, штат Вайоминг) объединяются исследователями в единую редкометальную провинцию — Центральную редкометальную провинцию Северной Америки [Щелочные провинции..., 1974; Поля редкометальных..., 1976; и др.].

В провинции преобладают пегматитовые редкометальные месторождения. Редкометальные пегматиты образуют пегматитовый пояс, протягивающийся от района Елк-Маунтин в штате Нью-Мексико до поднятия Блек-Хиллс в штате Южная Дакота в меридиональном направлении. Пояс имеет небольшую северо-западную ветвь, которая отделяется от него в районе Кристалл-

Маунтин и тянется в район Фремонт, штат Вайоминг [Поля редкометалльных..., 1976].

Докембрийские редкометалльные пегматиты пояса представлены пегматитами Аризоны (месторождения Баунтилфул-Берилл, Блоубэд и др.) и некоторыми другими [Поля редкометалльных..., 1976]. Они сосредоточены в центральной части Передового хребта. Редкометалльные пегматиты Аризоны бериллиевые (голубой цезиевый берилл) [Schaller e. a., 1962], располагаются на восточных склонах хребта среди кварцево-сланцевых и амфиболовых кристаллических сланцев с линзами гранито-гнейсов. Материнские для пегматитов граниты слагают силлоподобные, реже более мощные тела, которые секут гнейсы и сланцы под очень острым углом к их простиранию и падению, а чаще, видимо, залегают согласно. Граниты тонкозернистые, розовые, биотитовые и двуслюдяные. Абсолютный возраст вмещающих гнейсов и кристаллических сланцев 1600 млн. лет, гранитов и пегматитов 1550 млн. лет. Докембрийские породы перекрыты пологопадающими кембрийскими отложениями.

Поднятие Блек-Хиллс, сформировавшееся в ларамийскую эпоху [Кинг Ф. Б., 1972], располагается к северу от Передового хребта. Оно имеет куполообразную форму. В ядре поднятия обнажены докембрийские — протерозойские — метаморфические и интрузивные породы, вскрывшиеся в третичное время [Поля редкометалльных..., 1976]. Интрузивные породы представлены массивом Харней-Пик в плане изометричной формы (около 16 км в поперечнике). Массив обнажается примерно в центральной части поднятия, смещен чуть севернее его центра и окружен многочисленными послынными апофизами и жилами пегматитов, падающих от массива. Граниты содержат шлировые пегматоидные обособления, связанные с ними постепенными переходами. Докембрийские породы представлены преимущественно кварц-мусковитовыми сланцами формации Бэктаун, гранат-ставролитовыми, силлиманитовыми, гранатовыми, мусковитовыми и двуслюдистыми сланцами формации Майо, различными слюдистыми сланцами формации Кроун.

Периферия поднятия сложена кембрийскими породами формации Динвуд и более молодыми отложениями. Пегматитовое поле Блек-Хиллс изучалось с конца 19 в. и описано во многих работах [Поля редкометалльных..., 1976; Cameron e. a., 1945; и др.]. Пегматиты поднятия существенно бериллиевые, но имеются также и литиевые (сподуменовые, амблигонитовые), а некоторые пегматитовые жилы (месторождений Кистоун, Кастер) содержат в промышленных концентрациях минералы группы танталит-колумбита. Главные редкометалльные пегматитовые месторождения поднятия — Хилл-Сити, Кистоун, Кастер.

Другие докембрийские пегматитовые поля Центральной провинции США — Кристалл-Маунтин преимущественно берил-

левого типа (месторождения Биг-Боулдер, Хайет и др.), Кварц-Крик — берилл-мусковитовое, Траут-Крик — редкоземельное и комплексное поле Гардинг — располагаются как в Передовом хребте (Кристалл-Маунтин), так и западнее его (Кварц-Крик, Траут-Крик, Гардинг), в горстовых хребтах, параллельных ему.

Пегматиты поля Кристалл-Маунтин располагаются среди докембрийских кристаллических сланцев формации Айдахо-Спрингс и генетически связаны с гранитами массива Олимп. Пегматиты поля Кварц-Крик по геологическому положению сходны с пегматитами Кристалл-Маунтин. Пегматиты поля Гардинг залегают среди докембрийских слюдистых сланцев и амфиболитов и генетически связаны с биотитовыми порфировидными гранитами массивов Диксон и Тазас. Это пегматиты комплексного типа, они содержат берилл, лепидолит, танталит, микролит. Наиболее известное месторождение поля — Гардинг. Пегматиты лепидолитового поля Траут-Крик располагаются в горстовом хр. Уинд-Ривер, одном из составляющих мезозойской рифтовой системы Провинции Бассейнов и Хребтов [Система рифтов..., 1970]. Центральная часть хребта сложена докембрийскими породами — слюдянными и горнблендитовыми кристаллическими сланцами, гнейсами, которые прорываются крупнозернистыми биотитовыми порфировидными гранитами. Во вкрапленниках гранитов — микроклин. Возраст гранитов 1000 млн. лет [Skinner e. a., 1969]. С этими гранитами генетически связаны редкометалльно-редкоземельные пегматиты. Редкометалльные минералы пегматитов представлены гадолинитом, монацитом, эвксенитом, урансодержащими минералами.

Ввиду небольших площадей выходов докембрийского фундамента платформы в Центральной пегматитовой провинции США особенности размещения редкометалльных пегматитов в структурах этого фундамента достоверно не установлены; этим вопросом, по-видимому, специально никто не занимался. Однако факт приуроченности этих месторождений к тем участкам фундамента платформы, на которых в палеозое, мезозое и кайнозое последовательно развивались рифтовые системы, в сочетании с неоднократно наблюдающейся в разных районах Земли унаследованностью палеорифтовых систем позволяет нам высказать предположение о том, что и в докембрии на этой территории, видимо, существовали палеорифты — геосинклинальные трюги, которые и включали редкометалльные пегматиты.

Докембрийские редкометалльные месторождения карбонатного типа на плато Колорадо представлены месторождением Айрон-Хилл (Паудерхорн). Это комплексное тантал-ниобиевое с редкими землями и торием месторождение находится в центре штата Колорадо, на восточном краю вулканического поля Сан-Хуан. Ультраосновной-щелочной комплекс Айрон-Хилл прорывает докембрийские граниты, перекрыт юрскими песчани-

ками и триасовыми туфами и сложен пироксенитами, щелочными и нефелиновыми сиенитами, мелилитами, йолитами, карбонатитами. Последние образуют центральную часть массива и рой даек в его пироксенитах, йолитах, мелилитах и вмещающих гранито-гнейсах.

Жильные карбонатиты содержат пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, апатит, магнетит, флюорит и во вмещающих породах часто приурочены к трещинам. Карбонатиты центрального тела доломитовые, содержат в аксессуарных количествах апатит и секутся прожилками пироксенита. Абсолютный возраст пород массива около 150 млн. лет [Fenton M. D., Faure G., 1970<sub>1</sub>]. В районе месторождения (восточнее него) располагаются три небольших массива перидотитов, сиенитов и нефелиновых сиенитов и йолитов: Джем, Парк и Мак-Клур. Они тоже рвут докембрий, но возраст их значительно более молодой — 704—517 млн. лет [Fenton M. D., Faure G., 1970<sub>2</sub>]. В массивах есть карбонатные дайки и жилы с баритом, флюоритом, бастнезитом, луэшитом. В структурном отношении и эти массивы и месторождение Айрон-Хилл приурочены к выступу докембрийского фундамента плато Колорадо, обнажающемуся в виде горста — одного из составляющих кайнозойской рифтовой системы Провинции Бассейнов и Хребтов [Система рифтов..., 1970].

Гидротермальные проявления редкометальной минерализации докембрийского возраста представлены на плато Колорадо крупнейшим редкоземельным месторождением Маунтин-Пасс и рядом более мелких редкометальных рудопроявлений.

Месторождение Маунтин-Пасс располагается в районе развития меридиональных кайнозойских рифтов западной окраины плато Колорадо, в Провинции Бассейнов и Хребтов, в меридиональном горсте размером 8×30 км. Горст сложен докембрийскими осадочно-метаморфическими образованиями, грабены выполнены палеозойскими и более молодыми отложениями, вплоть до плейстоценовых. Возраст осадочно-метаморфических пород горста (протерозойский), прорывающих их интрузивных сиенитов, шонкинитов, материнских для руд месторождения, а также самих руд (840—950 млн. лет, позднедокембрийский) значительно различается. Вероятно, возникновение месторождения обязано явлениям позднедокембрийской активизации этой части платформы. Важно отметить, что, как и в случае с редкометальными докембрийскими пегматитами восточной окраины плато Колорадо, район данного месторождения находится на территории развития современных континентальных рифтов, частично унаследовавших мезозойские рифты [Система рифтов..., 1970], и поэтому не исключено, что и в позднем докембрии такие рифты могли здесь существовать.

Другие, более мелкие позднедокембрийские редкометальные месторождения известны в районе Джеймстаун в штате

Колорадо [Хомяков А. П., Семенов Е. И., 1971]. Это гидротермальные редкоземельные месторождения в аплитах и пегматитах экзоконтакта массива позднедокембрийских гранитов, рвущего гнейсово-сланцевую протерозойскую толщу метаморфических образований. Толща слагает один из горстов рифтовой системы Провинции Бассейнов и Хребтов, и, таким образом, структурное положение этих месторождений сходно с положением месторождения Маунтин-Пасс.

Щелочные протерозойские комплексы Канадского щита и Гренландии по возрасту относятся уже к позднедокембрийским образованиям. Редкометальная провинция в связи со щелочными позднедокембрийскими породами Гренландии располагается в юго-западной оконечности острова и вытянута широтно. Гренландия, как известно, является отторгнутой частью Канадского щита. Поэтому в геологическом и металлогеническом отношении это близкие области.

Щелочные породы известны в юго-западной части Гренландии, в широтной зоне размером  $180 \times 80$  км. В пределах зоны располагаются массивы ультраосновных щелочных пород с карбонатитами (в восточной части зоны массивы сложены слюдными перидотитами и пироксенитами, мончикитами, альнётитами, сёвитами), в отдельных случаях сопровождаемые экстрезивными штоками мончикитов и карбонатизированных мелилитовых пород (массив Грённедал-Ика и др.), а также массивы, сложенные щелочными рибекитовыми и эгириновыми гранитами (Ивигтут и др.), нефелиновыми и щелочными сиенитами, нордмаркитами, какорткитами, люявритами и другими щелочными разностями пород среднего состава (Илимауссак, Норсак-Дирнаес и др.). В щелочных эгириновых, арфведсонитовых и рибекитовых гранитах имеется спорадическая тантал-ниобиевая и циркониевая, в массивах нефелиновых и щелочных сиенитов — преимущественно редкоземельная, а в карбонатитовых массивах — ниобий-редкоземельная минерализация. В некоторых массивах (Ивигтут) встречаются относительно крупные скопления криолита и сидерита.

Щелочные породы Гренландии изучались многими исследователями [Ferguson, 1964; Berthelsen A., 1962; Emeleus C. H., Harry W. T., 1970; Emslie R. F., 1970; Gerassimovsky V. J., Kuznetsova S. Y., 1976; Hamilton E. I., 1964; и др.]. Сводное описание этих пород и их пространственного положения, сделанное Аптоном, приводится в книге «Щелочные породы [1976].

Массивы щелочных пород Гренландии объединяются этим исследователем в щелочную провинцию Юго-Западной Гренландии. Массивы провинции частично скрыты под ледниками и водами моря, но многие хорошо обнажены. Все они пространственно и генетически связаны с лавами и туфами формации Эриксфиорд, которая накопилась в платформенную стадию развития региона в течение 400 млн. лет, в период 1400—

1000 млн. лет назад, причем максимум магматической деятельности падает на период 1250—1150 млн. лет [Breemen van O., Upton B., G. J., 1972].

Формация Эриксфиорд слагается песчаниками, глинами и алевролитами речного, озерного и эолового происхождения; базальтами, риолитами, дацитами, трахитами, муджиеритами, лавами щелочного состава, их туфами, туффитами. Излияния лав были наземными. Массивы щелочных пород центрального типа субвулканические, почти все более или менее расслоенные. Кроме этих массивов породы формации прорваны сравнительно большим числом нередко весьма мощных (до 800 м) даек оливиновых долеритов, габбро, трахитов, муджиеритов; реже наблюдаются дайки иного состава (авгитовых сиенитов, кварцевых сиенитов, фойяитов и др.). Эффузивы формации, как и щелочные породы субвулканических массивов и породы дайковой серии, относятся исследователями к гардарскому циклу тектономагматической деятельности, выраженному многоэтапной дизъюнктивной тектоникой и связанной с этим процессом приразломной складчатостью гардарских слоистых образований, а также эффузивно-эксплозивными и субвулканическими проявлениями. Дизъюнктивная тектоника, преимущественно сбросового и сдвига-сбросового характера со значительной вертикальной амплитудой, сформировала грабены — рифты, в которых накапливались более мощные, чем в горстах, где преобладают эффузивные и пирокластические породы, толщи формации Эриксфиорд.

Рифтообразующие разломы согласны с архейскими структурами фундамента щита — субширотные. Интрузивные субвулканические массивы и многие дайки приурочены к ограничивающим грабены или осложняющим их разломам и к узлам пересечения разнонаправленных разломов. Кольцевые дайки наблюдаются редко. Основные магматические породы преобладали на начальных этапах проявления гардарского тектономагматического цикла, породы кислого и среднего, преимущественно щелочного состава с относительно низкой для салических магм вязкостью — на последующих этапах.

Большинство исследователей отмечает большое сходство между гардарским рифтообразованием и третичными тектономагматическими процессами в Восточно-Африканской рифтовой системе [Wright I. B., 1965; Stewart I. W., 1970; и др.]. Как установлено [Щелочные породы, 1976], гардарское рифтообразование сопровождалось расширением земной коры на 10 км. Предполагается, что позднедокембрийские рифты Юго-Западной Гренландии всего лишь небольшая часть рифтовой системы, включающей рифты района оз. Верхнего и р. Св. Лаврентия на Канадском щите [Smith T. J. e. a., 1966].

На Канадском щите щелочные протерозойские комплексы и связанные с ними месторождения располагаются в его юго-

западной части — в пределах щелочных провинций Монтереджиан и Оттава — оз. Верхнее, расположенных на продолжении друг друга и в целом имеющих широтное простираие. Причем провинция Оттава — оз. Верхнее располагается на западном, а провинция Монтериджиан — на восточном флангах этой общей полосы развития щелочных пород. Щелочная провинция Монтериджиан включает целую серию щелочных массивов, из которых лишь некоторые (преимущественно на ее севере и западе) имеют позднекембрийский возраст, а большинство — нижнекембрийский, верхнепалеозойский и мезозойский (рис. 9) [Doig R., Barton J. M., 1968].

Абсолютный возраст позднекембрийских щелочных пород массивов провинции колеблется в пределах 820—1000 млн. лет. Они представлены нефелиновыми сиенитами, карбонатитовыми комплексами, щелочными гранитами [там же]. Провинция в целом приурочена к пересечению рифта р. Св. Лаврентия субмеридионального северо-северо-восточного простираия с широтным рифтом Оттава — Нипигон (Оттава — оз. Верхнее). Массивы щелочных пород размещаются в основном на пересечении отдельных разломов этих крупных структур (см. рис. 9) [Clark T. H., 1957; Главнейшие провинции..., 1974].

Несомненно следующее: обе рифтовые системы были заложены уже к началу внедрения приуроченных к ним позднекембрийских щелочных пород, т. е. к рифею; они существовали и в нижнем кембрии, и их омоложение (активизация) имело место в верхнем палеозое и мезозое, так как к ним приурочены также щелочные комплексы верхнепалеозойского и мезозойского возраста.

В районе оз. Верхнего — Оттавы щелочные породы протерозоя представлены ультраосновными-щелочными комплексами с карбонатитами и нефелиновыми щелочными сиенитами. Эта щелочная провинция именуется Е. А. Похвисневой и И. А. Нечаевой [Главнейшие провинции..., 1974] Южно-Канадской. Редкометалльные месторождения в связи со щелочными породами этой провинции, за исключением одного месторождения бериллия в нефелиновых сиенитах Силл-Лейк, пока неизвестны, несмотря на относительно хорошую ее изученность. Тем не менее провинция в целом перспективна на обнаружение в ее пределах редкометалльного оруденения, поскольку здесь могут быть открыты новые массивы карбонатитов и сиенитов. Наиболее известные массивы провинции: Файерсед-Ривер, Леннер-Лейк, Портейдж-Лейк, Немегосенда-Лейк, Сибрук-Лейк, массив близ г. Садбери, Карджил-Лейк, приход Клей, Джеймс-Бей (северный и южный) — карбонатитовые и Блю-Маунтин, Банкрофт, Уосан, Силл-Лейк и др. — нефелин-сиенитовые. Абсолютный возраст пород массивов колеблется от 1740—1655 до 1100—1000 млн. лет. Таким образом, массивы щелочных пород провинции разновозрастны. Одни образовались в среднем протерозо-

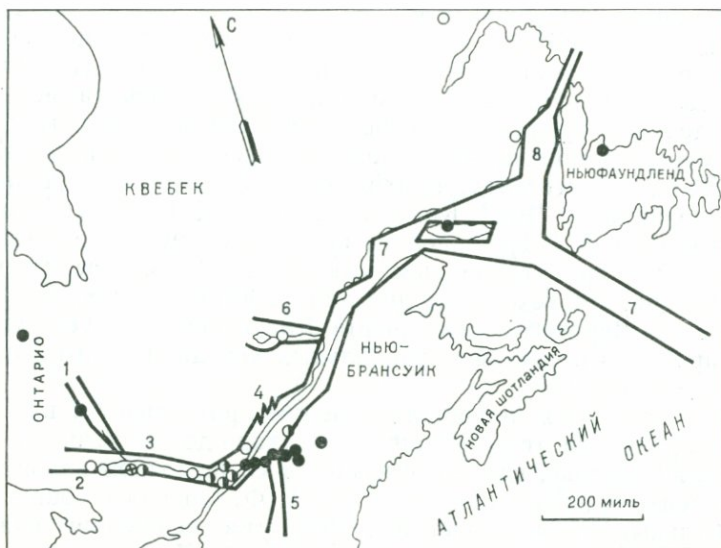


Рис. 9. Щелочные породы и редкометалльные месторождения рифтовой системы Св. Лаврентия — Монтереджиан. По П. Кумапарели, В. Саул [Милановский Е. Е., 1976].

Грабены: 1 — Тамискаминг, 2 — Ниписсинг, 3 — Оттава, 4 — Св. Лаврентия, 5 — Чамплейн, 6 — Сагней, 7 — трог р. Св. Лаврентия, 8 — Белл-Айл. Возраст массивов щелочных пород (млн. лет): 100—200 (кружок залит), 350—450 (залито полкружка), 500—600 (светлый кружок), месторождение Ока (кружок с крестом)

зою (гудзонские): карбонатиты и нефелиновые сиениты Садбери, массивы Карджил-Лейк, Джеймс-Бей; другие — в позднем докембрии (гренильские): Файрсед-Ривер, Сибрук-Лейк, прочие карбонатитовые массивы и все массивы нефелиновых сиенитов.

Пространственно эти две группы массивов тоже разобщены. Карбонатитовые массивы имеют форму штоков, трубообразных и нектообразных тел и зонально-кольцевое внутреннее строение; тела нефелиновых и щелочных сиенитов — это мощные силы и линзы, залегающие согласно с вмещающими породами [Newitt D. F., 1961].

Бериллиевое месторождение Силл-Лейк представлено «фенитизированными гнейсами» [Curgie K. L., 1971] экзоконтактов тел нефелиновых и щелочных сиенитов. Эти тела протягиваются цепочкой северо-северо-восточного простирания длиной не менее 60 км в районе оз. Силл-Лейк, имеют небольшие размеры (самое крупное до 10 км), вытянуты согласно с простиранием вмещающих пород (докембрийских гнейсов и кристаллических сланцев) и сложены эгирин-арорведсонитовыми сиенитами с нефелином и альбитом. В фенитах содержатся акмит, эвдиалит, натрово-бериллиевые минералы. Поскольку «фенитизированные гнейсы» располагаются и в удалении от массивов

нефелиновых и щелочных сиенитов, в ослабленных зонах разломов, можно думать, что такие бериллийсодержащие породы являются самостоятельными образованиями, не связанными (или только парагенетически связанными) с сиенитами.

Отдельные группы массивов провинции приурочены к единым меридиональным разломам (Портейдж, Лейкнер, Кард-жил-Лейк, Немеросенда, приход Клей, Джеймс-Бей [Главнейшие провинции..., 1974]. Как указывает Д. К. Бейли [Щелочные породы, 1976, с. 171], «...полоса щелочных комплексов Онтарио совпадает с гравитационным максимумом Капускасинг, который интерпретируется как древняя рифтовая зона». Он же в районе оз. Верхнего кроме рифта Капускасинг рисует еще серию предполагаемых меридиональных «срединно-континентальных» палеорифтов.

В то же время провинция в целом протягивается в широтном направлении от оз. Нипигон на западе до рифта р. Св. Лаврентия на востоке, где она смыкается со щелочной провинцией Монтереджиан, тоже широтной. М. А. Фаворская с соавторами [Глобальные закономерности..., 1974] на основании анализа проявления глубинной тектоники в рельефе Канадского щита и по геологическим данным на площади провинции устанавливает серию широтных линеаментов, ограничивающих крупные широтные грабены (Оттавы и др.), внутри которых и на пересечении их с меридиональными разрывами располагаются массивы щелочных пород.

Широтные линеаменты щита весьма древние, заложенные еще в архее, как, впрочем, и меридиональные [Kutina J., 1972]; на территории провинции они были активизированы в позднем докембрии (в гудзонский и гренвильский этапы) и позднее — в палеозое и мезозое (в провинции Монтереджиан).

Таким образом, щелочные породы провинции располагаются вдоль широтного линеамента, но приурочены к меридиональным и реже широтным грабенам, осложняющим и ограничивающим их разломам и к узлам пересечения широтных и меридиональных разломов.

**Южная Америка.** Протерозойские редкометальные месторождения Южно-Американской платформы представлены редкометальными пегматитами. Редкометальные месторождения располагаются в пределах щитов платформы или более мелких выступов — массивов ее кристаллического фундамента. Фундамент Южно-Американской платформы, как известно, выступает на поверхность в виде трех щитов: Гвианского, Западно-Бразильского и Восточно-Бразильского, трех массивов: Сьерра-Пампа, Северо-Патагонского и Южно-Патагонского (Досеадо) и в перемычках — горстах между авлакогенами в южной части платформы (рис. 10) [Хаин В. Е., 1971].

На Гвианском щите известны мелкие месторождения и рудопроявления редкометальных гранитных пегматитов. Щит

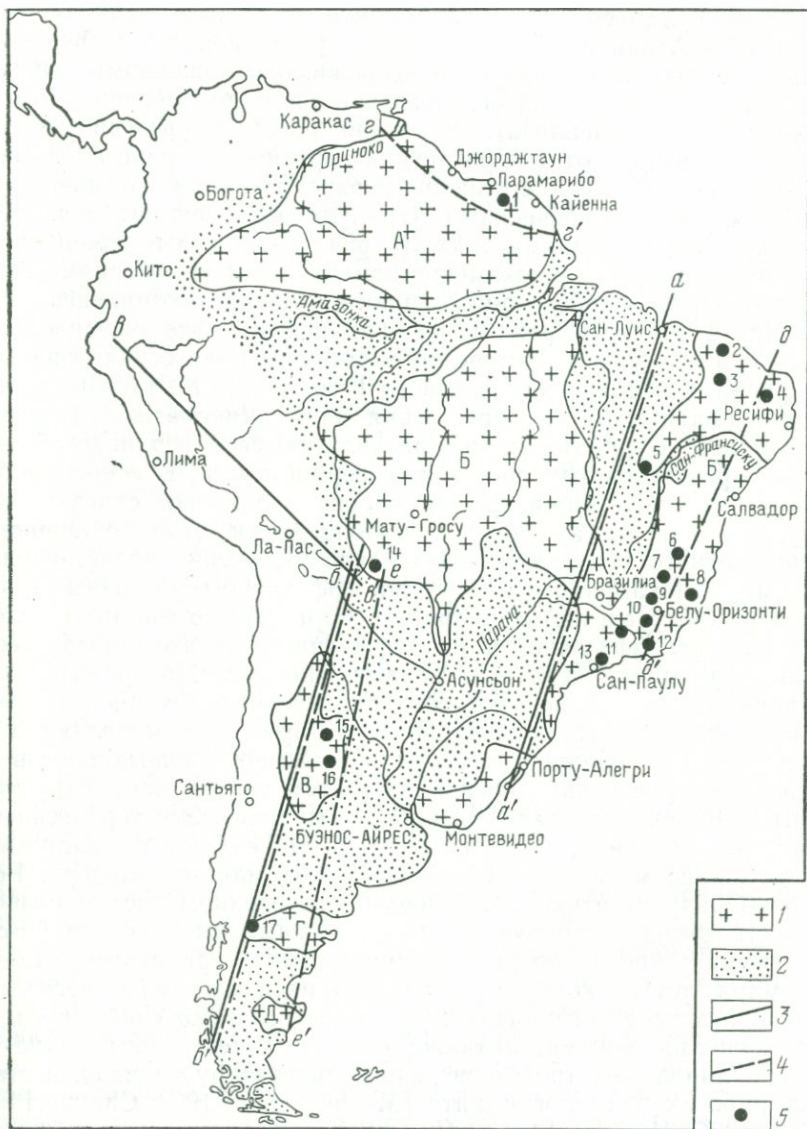


Рис. 10. Размещение редкометалльных пегматитов Южной Америки. По А. Е. Первухиной и Л. А. Григорьевой [Геология месторождений редких элементов..., 1968].

1 — докембрийские щиты и срединные массивы: А — Гвианский, Б — Бразильский, В — Пампинский, Г — Патагонский, Д — Досеадо; 2 — платформенный чехол; 3 — линейменты: aa' — Сан-Франсиску, bb' — Аргентинский, вв' — Перуанско-Боливийский, гг' — Гвианский; 4 — границы структурных поясов; 5 — месторождения редкометалльных пегматитов: 1 — в Гвиане, 2 — в штате Сеара, 3 — там же, 4 — на плато Борборема, 5 — в штате Баия, 6—10 — в штате Минас-Жерайс, 11 — Назарену, 12 — в штате Рио-де-Жанейро, 13 — в Боливии, 14 — в Аргентине, 15 — Катамарха, Лариоха, 16 — Кордова, Сан-Луис, 17 — Рио-Негру.

ограничен на северо-западе долиной р. Ориноко, на северо-востоке — Атлантическим океаном с узкой полосой побережья, где перекрыт молодыми фанерозойскими отложениями; на западе и юге он постепенно погружается под отложения чехла (Амазонская синеклиза). Строение щита гетерогенно: в его структуре выделяются ядра древних архейских пород, представленных серией Иль-де-Кайенн, верхнеархейскими и нижнеархейскими метаморфическими (гранулитовая фация) и интрузивными образованиями, а также разделяющими и ограничивающими эти ядра зеленокаменно измененными отложениями трогового верхнеархейского-нижнепротерозойского комплекса.

Платформенный режим на Гвианском щите установился очень рано — уже в протерозое (платформенная серия рораима с траппами абсолютного возраста 1700 млн. лет). Редкометалльные пегматитовые месторождения щита (пегматиты Северо-Восточного Суринама и др.) располагаются в верхнеархейско-нижнепротерозойском трогое его северной части. В современной структуре щита нижнепротерозойские отложения слагают северную, а верхнеархейские — южную части этого обширного субширотного трогоа. Верхнеархейские отложения представлены в нем зеленокаменно измененными эффузивно-терригенными породами. Это железистые кварциты, марганцевые филлиты, зеленые сланцы, эффузивы и их туфы спилит-кератофирового состава (формации Иматака, Барама, Пастора, Мазаруни), прорванные силами перидотитов, пироксенитов, габбро, гвианских акеритов и гранодиоритов. Они хорошо сопоставляются с отложениями нижних комплексов зеленокаменных поясов и нижнепротерозойских геосинклинальных трогов других континентов. Вторые слагают северную часть трогоа. Это терригенные породы: песчаники, кварциты, глинистые сланцы с прослоями известняков, мергелей, амфиболитов (формации Бонидоро, Розибел-Орапу, Бартика). Они идентичны верхним частям разрезов троговых комплексов и зеленокаменных поясов. Все отложение трогоа прорваны «молодыми» гранитами (1,9—2,2 млрд. лет), с которыми и связаны редкометалльные пегматиты. Вследствие литологического сходства отложений трогоа с эвгеосинклинальными, а также в связи с тем, что понятие о геосинклинальных трогоах введено в литературу недавно, в старых работах по геологии щита [Machairas G., 1963; Choubert V., 1964, 1966; McCoppel e. a., 1964; Геология месторождений редких элементов..., 1968] эти отложения отнесены к эвгеосинклинальным.

На Восточно-Бразильском щите протерозойские эндогенные редкометалльные месторождения представлены пегматитами (районы Каскавелл-Кристалл, Сеара, Риу-Гранди-ду-Корти, Параиба, Минас-Жерайс и др.). Редкометалльные пегматитовые месторождения Бразилии — одни из крупнейших в мире. В них сосредоточено до 10—20% мировых (без СССР) запасов ли-

тия, около 50% тантала, 70% бериллия [Геология месторождений редких элементов..., 1968], заметная часть мировых запасов ниобия и редких земель.

Редкометалльные протерозойские пегматиты Восточно-Бразильского щита объединяются С. Е. Колотухиной с соавторами в Восточно-Бразильский субмериональный пегматитовый пояс в составе двух расположенных на его флангах пегматитовых провинций: провинции плато Борборема и прилегающих к нему районов и провинции штата Минас-Жерайс. Отсутствие пегматитовых полей в центральной части пояса эти исследователи объясняют ее слабой геологической изученностью.

Месторождения редкометалльных пегматитов первой провинции — главные по промышленной значимости в Бразилии, а редкометалльные пегматитовые месторождения всей Бразилии занимают среди капиталистических стран первое место по запасам бериллия и второе — по запасам тантала. Месторождения района Назарену в штате Минас-Жерайс давали 40 % мировой добычи тантала в 1965—1967 гг. [Геология месторождений редких элементов..., 1968].

Пегматиты Восточно-Бразильского щита литиевые с танталом и бериллием, содержат сподумен и его драгоценную разновидность — кунцит, амблигонит, различные тантало-ниобаты (джалманит, микролит, колумбит, тапиолит), берилл и его драгоценную разновидность — изумруд, гранат, касситерит, топаз, турмалин и др. Пегматиты провинции плато Борборема пространственно и генетически связаны с шеелитоносными породами — так называемыми шеелит-тактитами. Те и другие являются производными порфиридных биотитовых гранитов.

Формирование пегматитов Восточно-Бразильского пояса связано с возникновением и развитием систем рифейских субмериональных трогов — зон «германотипной» складчатости Граберта [Grabert H., 1963], протягивающихся по восточной половине щита. Они были заложены на глубинных разломах, расколотивших первичный архейско-нижнепротерозойский кратон. Строение последнего гетерогенно. Наиболее древние породы кратона — архейские гнейсы серии Мантйкейра, возраст более 2500 млн. лет [Herz N. e. a., 1961]. Они слагают гранитно-гнейсовые купола в пределах так называемого железорудного четырехугольника. Возможно, такой же возраст имеют граниты и гнейсы всех других гранито-гнейсовых куполов Восточно-Бразильского щита. Купола разделяются полями развития пород нижнепротерозойской (1900±100 млн. лет) [Choubert V., 1966] серии Риу-дас-Вельяс. Последняя отделяется от серии Мантйкейра крупным угловым несогласием. Поля выходов пород серии в плане обладают своеобразными извилистыми очертаниями, свойственными зеленокаменным поясам и обусловленными «всплыванием» гранито-гнейсовых куполов. Породы серии представлены грубо- и тонкотерригенными образованиями, долами-

тами, железистыми кварцитами, гондитами, метаэффузивами, графитистыми и слюдяными сланцами. По степени метаморфизма они отвечают зеленосланцевой фации и (в приразломных участках) низким ступеням амфиболитовой фации. Отмечается сложная внутренняя структура образований серии, имеющая изоклинально-чешуйчатый характер и осложненная продольными разломами. Железистые кварциты серии на отдельных участках представляют собой хорошие железные руды, которые в ряде случаев служат объектом промышленной добычи. Породы серии несогласно лежат на гранитах возраста 1650 млн. лет. Таким образом, время образования пород серии — средний протерозой.

Серия Риу-дас-Вельяс по литологическому составу, степени метаморфизма, условиям залегания и связанным с нею полезным ископаемым сходна с нижнепротерозойскими образованиями Русской платформы (Криворожского авлакогена, КМА), с вулканогенной серией Гвианского щита, относимой к верхнему архею (кстати, Эберт и Граберт эту серию тоже относят к верхнему архею) [Ebert H., 1967; Grabert H., 1963], и с протерозойскими зеленокаменными (с железистыми кварцитами) сериями многих других районов, но промышленные редкометальные негматиты, с ней синхронные, пока не обнаружены.

Примерно в центральной части Восточно-Бразильского щита через всю его площадь (вплоть до штата Баян) в субмеридиональном направлении более чем на 2500 км протягиваются выходы пород средне-, а может быть, и верхнепротерозойской (возраст точно не установлен) серии Минас, которая отделяется от более древних толщ резким угловым несогласием.

Согласно Эберту [Ebert H., 1967] и Граберту [Grabert H., 1963], перед отложением пород серии рассматриваемый регион был консолидирован в результате лавреньевской фазы орогеназа и на образовавшемся жестком фундаменте в процессе его активизации заложился узкий прогиб (или серия продолжающих друг друга прогибов), в котором и накапливались образования серии.

Серия представлена граувакками, конгломератами, кварцитами, доломитами, итабиритами (тонкополосчатыми метаморфизованными железными окисными рудами, имеющими большое промышленное значение), метаэффузивами и их туфами мощностью до 7 км. Метаморфизм пород серии зеленосланцевый. Ранее эту серию относили к геосинклинальным формациям [Grabert H., 1963] — геосинклинали Эспенязу. Однако структурное положение (узкий прогиб на консолидированном основании) указывает на геосинклинально-тропогий ее характер. Отложения серии литологически сходны с троговыми комплексами Алданского щита Сибирской платформы, с выполнением протерозойских авлакогенов Русской платформы, с отложениями трога Сигири в Юго-Западной Африке (Мали).

Отложения серии Минас, формирующие трогии зоны Эспенъязу в районах Рио-де-Жанейро и Белу-Оризонти, синхронны породам серий Жакобина и Сеара, выполняющим трогии плато Борборема и штата Баия в Северо-Восточной Бразилии. Но если серия Минас представлена кварцитами, железистыми кварцитами, зелеными сланцами, филлитами, метаэффузивами и их туфами спилит-кератофирового состава, то серии Жакобина и Сеара терригенные, в отдельных горизонтах с урановой минерализацией и золотом. Отложения всех этих серий имеют абсолютный возраст 1,6—1,3 млрд. лет, рвутся гранитами и их редкометалльными пегматитами. В «послеминасские» образования пегматиты не проникают [Ebert H., 1967].

В геосинклинальных трогах зоны Эспенъязу, выполненных породами серии Минас, эти граниты именуется гранитами итаби-ро. Возраст их 1350 млн. лет. Пегматиты наблюдаются как в троговом комплексе отложений, так и в перемычках между трогами — в раннедокембрийских гнейсах и кристаллических сланцах серии Риу-дас-Вельяс. Многие пегматитовые жилы приурочены к разрывам. Абсолютный возраст пегматитов колеблется от позднедокембрийского до девонского (до 320 млн. лет) [Геология месторождений редких элементов..., 1968]. Поэтому некоторые исследователи считают [Heinrich W., 1964], что пегматиты провинции докембрийские, а в девоне в результате реактивизации они подверглись гидротермальной переработке, в процессе которой в пегматитах образовались лепидолит, альбит, микролит и другие минералы. Вряд ли это отвечает действительности: слишком уж велик разрыв во времени между формированием различных минеральных ассоциаций пегматитов.

Так называемые послеминасские образования представлены флишевыми толщами с прослоями известняков, песчаников, филлитов, конгломератов серий Итаколуми, Макаубас, Лаврас, Прадос, Карандай, Бамбуи, причем последняя существенно карбонатная, развита уже в синклинали Сан-Франсиску и изофациальна с сериями Лаврас, Итаколуми, Макаубас.

Среднепротерозойские трогии существовали и на тех участках фундамента Южно-Американской платформы, которые теперь перекрыты платформенным чехлом. Это Амазонский и Сан-Франсиску линейменты [Милановский Е. Е., 1976; Loczy L., 1963]. К ним, по-видимому, тоже должны быть приурочены редкометалльные пегматиты.

В Западно-Бразильском щите, в Пампинском и других срединных массивах Анд редкометалльные пегматиты тоже связаны с процессами верхнерифейской активизации [Геология месторождений редких элементов..., 1968].

**Африка.** Протерозойские редкометалльные месторождения Африканской платформы представлены: нижнепротерозойскими (эбурнейскими) редкометалльными пегматитами Мали и сопре-

дельных районов Западной Африки, а также пегматитами р. Оранжевой в Южной Африке; редкометальными карбонатами Восточной и Юго-Восточной Африки; позднедокембрийскими танталоносными щелочными и литий-фтористыми гранитами Западной и Восточной Африки и связанными с последними редкометальными грейзенами и пегматитами; верхнепротерозойскими редкометальными пегматитами Дамараленда и других районов, располагающихся внутри так называемых складчатых поясов фундамента этого обширного континента; гидротермальными редкометальными месторождениями.

**Западная Африка.** Нижнепротерозойские редкометальные пегматиты Мали литиевые (сподуменовые). Они обнаружены и изучены в последнее десятилетие [Куварзин А. И., 1976] в районе Бугуни, который расположен в северо-восточной части Леоно-Либерийского щита (см. рис. 3). Архейские породы щита представлены гранито-гнейсами комплекса Баум, слагающими купола. Архейский фундамент щита разбит региональными глубинными разломами субмеридионального простирания, вдоль которых в позднем архее произошло проседание отдельных блоков и, таким образом, к началу нижнего протерозоя сформировались узкие длинные прогибы — трог, в которых накапливались нижнепротерозойские, так называемые эбурнейские, отложения. Один из них — трог Сигири — протягивается через район Бугуни. Он выполнен нижнепротерозойскими вулканогенно-терригенными (с прослоями кварцитов) породами системы Биррим, метаморфизованными в зеленосланцевой фации метаморфизма. Породы трога прорваны небольшими штокообразными массивами биотитовых гранитов, именуемых гранитами типа Бондуку (массив Нагалассо и др.). Абсолютный возраст гранитов  $2090 \pm 100$  млн. лет [Куварзин А. И., 1976]. С гранитами пространственно и генетически связаны редкометальные (сподуменовые) пегматиты. Пегматиты локализуются в мелких разрывных нарушениях, оперяющих пограничные разломы трога Сигири, внутри нижнепротерозойских отложений. В районе Бугуни насчитывается более сотни сподуменосодержащих пегматитовых жил (месторождения Сенсекуру, Гуанала, Кола, Согола, Тагола и др.). Возраст пегматитов Бугуни  $1950 \pm 100$  млн. лет (калий-аргоновый метод). Нижнепротерозойские трог в виде системы узких субпараллельных грабен, разделенных перемычками — горстами, от района Бугуни протягиваются далеко как на север, так и на юг практически до побережья Гвинейского залива. В составе выполняющих их отложений появляются мощные пачки железистых кварцитов, в отдельных случаях имеющие промышленное значение; известны также редкометальные сподуменовые пегматиты [Колотухина С. Е. и др., 1964; Колотухина С. Е., 1977].

Леоно-Либерийский щит, как и другие оформившиеся к началу мезозоя структуры западной части Африканской платфор-

мы, вытянут в субширотном направлении. Однако его внутренние — докембрийские — структуры имеют субмеридиональное простирание. И именно они определили размещение на данном и на других щитах Западной Африки не только нижнепротерозойских редкометальных пегматитов, но и позднекембрийских и посткембрийских редкометальных месторождений, в частности в редкометальных гранитах, пегматитах и щелочных рибекитовых гранитах плато Джос, горных массивов Хоггар, Тибести, Аир. Остановимся на этих структурах более подробно.

Согласно В. Е. Хаину [1971], в западной части Африканской платформы выделяются широтные Центрально-Сахарская и расположенная южнее Гвинейско-Либерийская зоны поднятий фундамента платформы, в пределах которых фундамент обнажается в виде отдельных более или менее изолированных массивов или щитов: Регибатского, Туарегского, Тибести в первой зоне и Леоно-Либерийского и Дагомейского-Нигерийского — во второй (см. рис. 3). Щиты отделяются друг от друга платформенными прогибами (впадина Таудени, «Танезруфтский коридор» и др.).

Наиболее западный в Центрально-Сахарском поднятии Регибатский щит (массив Йетти-Эглаб) сложен в западной части архейскими метаморфическими и интрузивными образованиями, по возрасту соответствующими кеноранским образованиям Канадского щита [Хаин В. Е., 1971]. Породы дислоцированы субмеридионально и интенсивно гранитизированы. Абсолютный их возраст 2,6—2,8 млрд. лет. Вдоль расколов этого архейского кратона (тоже меридиональных) прослеживаются троговые комплексы отложений нижнего протерозоя (серии Йетти, Амгала, Аюн-Абд-эль-Малек, Агельд-Небха и их гомологи), метаморфизованные в зеленосланцевой фации. В центральной части массива развиты главным образом граниты возраста 2,6—2,5 и 2 млрд. лет и реже более молодые — позднедокембрийские. В восточной части массива преобладают платформенные отложения среднего протерозоя с комагматичными друг другу палеозойскими гранитами и риолитами.

Туарегский массив (горная страна Ахаггар) в современном эрозионном срезе представлен чередованием меридиональных горстов и грабенов. Разломы, разграничивающие эти структуры, сопровождаются дайками риолитов и зонами милонитов. Горсты сложены породами суггарийской серии архея и ее аналогов; грабены — протерозойскими отложениями фаррузия [Хаин В. Е., 1971]. Западная часть системы горстов и грабенов Ахаггара южнее продолжается в горном массиве Адрар-Ифорас, восточная — в горном массиве Аир (рис. 11).

Архейские породы Ахаггара представлены биотитовыми, амфиболовыми, силлиманит-гранатовыми кристаллическими сланцами, кварцитами, джеспелитами, амфиболитами с линзами пироксенитов. Породы дислоцированы в меридиональном направ-

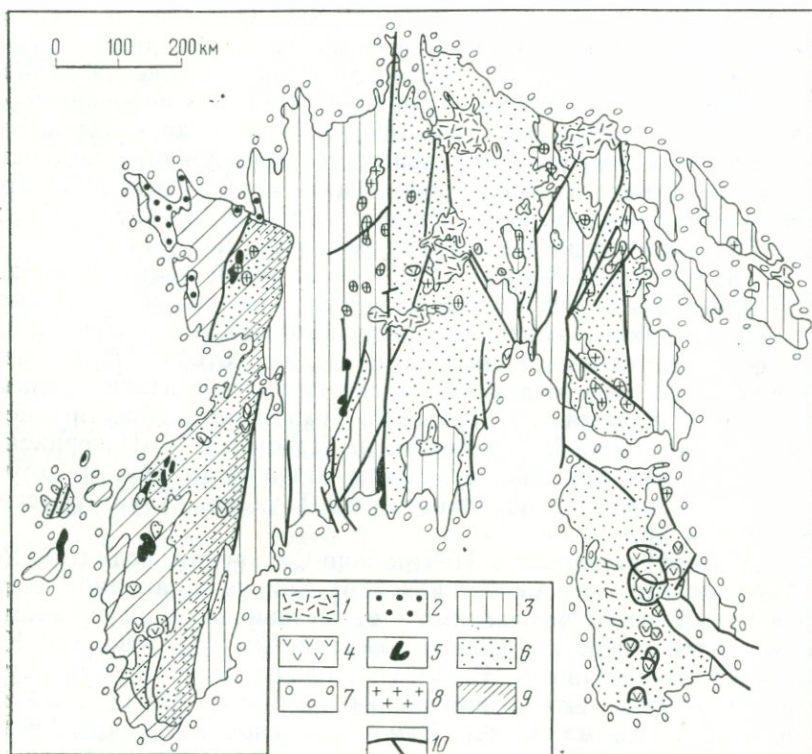


Рис. 11. Схематическая геологическая карта Ахаггара. По Р. Каби [Саву, 1969].

1 — кайнозойские вулканиты; 2 — «молодые» граниты; 3 — чехол палеозоя и мезозоя; 4 — пурпурные пудинги Аннет; 5 — нигритий; 6 — фарузий. 7 — суггарий и уззалий; 8 — граниты Таурирт; 9 — неомоложенная зона; 10 — разломы

лении. Абсолютный возраст их 2,8—2,7 млрд. лет, но большая часть определений показывает омоложенные значения [Шуберт Ю., Фор-Мюре А., 1973; Докембрий континентов, 1976]. Нижнепротерозойские (фаррузийские и аналогичные им) отложения представлены кварцитами, филлитами, зелеными апоэффузивными сланцами (за счет диабазов, базальтов, андезитов и их туфов). Толщи фаррузия дислоцированы тоже меридионально, но складчатость их приразломная, магматогенная. Абсолютный возраст 1,8—1,7 млрд. лет. Они рвутся многочисленными, в плане занимающими большие площади, массивами гранитов. Восточнее Ахаггара эти отложения выполняют более мелкие грабены фундамента (грабен Арефса и др.). Складчатость в грабенах имеет приразломный характер [Докембрий континентов, 1976].

Гранитные массивы располагаются вдоль ограничивающих грабены и горсты разломов. Граниты массивов разновозрастны. Кроме суггарийских, образующих тела в горстах суггария, наблюдаются фаррузийские, а также более молодые — субвулканические палеозойские или позднедокембрийские граниты, так называемые граниты Таурирт [Шуберт Ю., Фор-Мюре А., 1973, и др.]. Пространственное распространение этих гранитов тесно связано с комагматичными им риолитами и их туфами, а последних с мощными толщами красных конгломератов. Лавы, туфы и конгломераты местами мощностью до 2 км, а также более поздние, так называемые пурпурные пудинги накапливались не на всей территории Ахаггара, а лишь в меридиональных впадинах — грабенах, в которых сохранились местами вулканические аппараты, но отсутствуют граниты Таурирт. Последние представляют собой, по-видимому, вскрытые эрозией очаги подобных вулканов и располагаются в поднятых блоках платформенного фундамента в виде меридиональной полосы (см. рис. 11). Полоса приурочена к зоне разломов, отделяющих Фаррузийский грабен от расположенного восточнее горста уззалия. Абсолютный возраст гранитов 550—450 млн. лет, таков же возраст комагматичных им риолитов. Граниты Таурирт местами сопровождаются пегматитами, содержащими (в непромысленных количествах) касситерит, танталит-колумбит, берилл, сподумен.

К этим же разломам приурочены центры излияний базальтов и фонолитов. Хотя наиболее древний абсолютный возраст пород фаррузия 1,8—1,9 млрд. лет, большая часть определений укладывается в интервал 650—550 млн. лет, что в сочетании с нахождением здесь палеозойских и кайнозойских магматических пород свидетельствует о широко проявленных процессах тектоно-магматической активизации [Шуберт Ю., Фор-Мюре А., 1973]. Особенности геологического строения Ахаггара свидетельствуют о том, что на месте меридионального пояса нижнепротерозойских трогов в позднем докембрии развилась система горстов и грабенов, в целом унаследовавшая этот пояс [Миляновский Е. Е., 1976]. В мезо-кайнозое на этом же участке развилась современная система континентальных рифтов [там же]. С формированием позднедокембрийской системы горстов и грабенов (позднедокембрийской палеорифтовой системы) пространственно и генетически связано образование гранитов Таурирт.

Расположенный восточнее Ахаггара горный массив Тибести сложен докембрием фаррузийского типа и более молодым. Структуры докембрия субмеридиональные [Хаин В. Е., 1971].

Леоно-Либерийский и Дагомейско-Нигерийский щиты Гвинейско-Либерийского поднятия на востоке отделяются от массивов Центрально-Сахарского поднятия синеклизой оз. Чад. Предполагается [Furon R., 1965], что она возникла на пересе-

чении двух грабенов фундамента платформы: северо-западного Тефидет (Аир) — Шаринского (р. Шари) и северо-восточного Камерун-Тибести. Леоно-Либерийский щит сложен породами нижнего (серия Камбуи с возрастом 3—2,9 млрд. лет) и верхнего (серии Касила, Дабола, Симанду и их гомологи с возрастом 2,6—2,7 млрд. лет) архея, прорванными архейскими же гранитами и чарнокитами с возрастом 2,6—2,5 млрд. лет. Породы дислоцированы субмеридионально. Среди них преобладают граниты, гранито-гнейсы, чарнокиты; осадочно-метаморфические породы (особенно верхнеархейские) развиты спорадически. Образованием серии Камбуи слагают крупную ( $225 \times 125$  км<sup>2</sup>), ограниченную разрывами сложную структуру трогового типа с синклинорным внутренним строением. Они представлены различными слюдяными сланцами, кварцитами, роговообманковыми сланцами и амфиболитами, джеспилитами. В целом разрез серии сходен с разрезами зеленокаменных поясов Южной Африки и других континентов. Сходство увеличивается, если учесть, что магнетитовые кварциты серии (джеспилиты) в одном из участков содержат крупные запасы железа (месторождение Тонколили), а среди пород серии залегают жилы пегматитов [Шуберт Ю., Фор-Мюре А., 1973], правда, пока не установленного типа.

Архейский кратон разбит разломами меридионального простирания, которые в современном эрозионном срезе щита ограничивают нижнепротерозойские трогии, выполненные отложениями бирримия. В составе бирримия отмечаются лавы и туфы основного и среднего состава, филлиты, сланцы, граувакки. Метаморфизм пород зеленосланцевый. Метасоматические граниты Бауле (массивы Липтако и др) по возрасту древнее бирримия, так как их галька обнаружена в базальных конгломератах последнего [Твердохлебов В. А., 1970], а граниты Бондуку рвут отложения этой системы.

Простирание трогов субмеридиональное. В плане они образуют дугу, очень полого выгнутую к востоку.

Породы среднего протерозоя (тарквайская система) моласоидного облика лежат несогласно на более древних отложениях, возраст их 1600—1700 млн. лет [Хаин В. Е., 1971; Шуберт Ю., Фор-Мюре А., 1973] и слагают они узкие межгорные прогибы.

Леоно-Либерийский щит от Дагомейско-Нигерийского отделяется так называемой Атакорской внутриплатформенной складчатой зоной. Зона сложена рифейскими (а может быть, и более древними — протерозойскими) породами серий Буэм, Того, Канде, в составе которых наблюдаются андезит-базальтовые вулканы, кварциты, а также ультраосновные силлы. Складчатость носит изоклиально-чешуйчатый характер. Согласно В. Е. Хаину [1971], зона, вероятно, представляет собой авлакоген типа Донецкого и лежит на южном продолжении

такой же зоны «...Уганда — Танезруфт — излучина Нигера, соединяясь с ней где-то под молодым грабеном Гао» (с. 407).

Дагомейско-Нигерийский щит лежит на продолжении к югу (через впадину оз. Чад) докембрийских массивов Аир, Тибести и восточной части Ахаггара и в современном рельефе представлен горным плато Джос. Плато сложено породами так называемого комплекса основания: амфиболовыми, силлиманитовыми, биотит-гранатовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, гранито-гнейсами, амфиболитами, гиперстеновыми гнейсами и чарнокитами, дислоцированными меридионально (формации Кушерика, Кушака, Бирнин-Гвари) [Traswell J., Core R., 1963] с абсолютным возрастом в пределах 3750—2200 млн. лет [Grant N. K., 1970; рубидий-стронциевый метод], но большинство определений дает омоложенные значения от 650—550 до 400 млн. лет. Среди пород основания прослеживаются вытянутые меридионально массивы так называемых древних гранитов Нигерии, абсолютный возраст которых 600—500 млн. лет. В отдельных районах с ними связаны редкометалльные пегматиты и грейзены с колумбитом и касситеритом, не имеющие промышленного значения. В пегматитах, кроме того, отмечаются аксессуарные берилл и лепидолит [Wright I. B., 1970]. Эти граниты по возрасту, химизму, минералогии и связанным с ними рудным проявлениям идентичны гранитам Таурирт.

Наконец, на плато Джос известны субвулканические комплексы оловоносных, так называемых молодых гранитов. Они распространены в пределах меридиональной полосы длиной около 1000 км, совпадающей с зоной меридиональных древних, но омоложенных разломов докембрийского фундамента, и имеют юрский возраст [Шуберт Ю., Фор-Мюре А., 1973]. С этими гранитами связана помимо оловянной богатая тантал-ниобиевая минерализация [Еськова Е. М., 1976 и др.]. Эрозионный срез плато Джос глубже среза Ахаггара, Аира и Тибести [Шуберт Ю., Фор-Мюре А., 1973].

Из рассмотрения особенностей тектоники Западной Африки и положения в ее структурах редкометалльных пегматитов района Бугуни и плато Джос можно заключить, что, как и на других платформах Земли, редкометалльные пегматиты (и нижнепротерозойские, и позднедокембрийские) располагаются в системах грабенов среди выполняющих их эффузивно-терригенных толщ. Для образования редкометалльных пегматитов промышленного типа, по-видимому, недостаточно только благоприятных структурных условий, необходимы и определенные термодинамические условия, отвечающие низким ступеням амфиболовой фации метаморфизма. Такие условия существовали в период формирования пегматитов в трогe Сигири и отсутствовали (температура и давление были, естественно, низкие) на плато Джос и в Ахаггаре в период внедрения пегматитоносных древних гранитов.

Структурное положение редкометальных позднедокембрийских гранитов Таурирт в Ахаггаре, «древних гранитов» плато Джос и других районов Западной Африки определяется приуроченностью их в пространственно-временном отношении к системе меридиональных горстов и грабенов, наложенных на системы нижнепротерозойских геосинклинальных трогов, что отчетливо видно на примере гранитов Таурирт в Ахаггаре. При этом массивы гранитов располагаются преимущественно в горстах, а комагматичные им эффузивы — в грабенах. В тех случаях, когда эрозионный срез более глубок (плато Джос), грабены и горсты сnivelированы, и эффузивы в отдельных случаях сохраняются в кальдерах субвулканических массивов редкометальных позднедокембрийских гранитов.

Центральная и Восточная Африка. Протерозойские редкометальные пегматиты известны на Африканской платформе в Мозамбике, Уганде, Сомали, Кении, Конго и в Южной Африке (Дамараленд, Намакваленд), а также на о. Мадагаскар, некогда бывшем частью этой платформы.

По возрасту различаются пегматиты нижнепротерозойские, развитые в фундаменте Бушменского щита в Южной Африке (на рис. 3 — складчатая система Кейс) — пегматиты Намакваленда; среднепротерозойские, приуроченные к так называемым складчатым поясам фундамента платформы; позднедокембрийские, развитые в зонах ее тектонической активизации и связанные с редкометальными литий-фтористыми гранитами. К среднепротерозойским относятся пегматиты Дамараленда в Южной Африке, пегматиты Конго и Уганды, к позднедокембрийско-кембрийским — пегматиты Кении, Сомали, Мозамбика, о. Мадагаскар и отдельных районов Уганды.

Бушменский щит расположен в крайней-юго-западной части Африки [Докембрий континентов, 1976]. Фундамент щита представлен гранито-гнейсами Рихтерсвелда и Намакваленда и породами системы Кейс. Последняя слагается (снизу вверх): лавами кислого и главным образом основного состава, их туфами, кварцитами, джеспилитами, известняками, доломитами и прорвана силлами диабазов и габбро. Метаморфизм пород системы зеленосланцевый. Она собрана в изоклинальные складки запад-северо-западного простирания и перекрыта платформенным чехлом среднего протерозоя, чем и определяется ее нижнепротерозойский возраст [Шуберт Ю., Фор-Мюре А., 1973]. Породы системы обнажаются в грабенообразных структурах, в пониженных частях рельефа щита среди гранито-гнейсов, чарнокитов, а также среди метаморфизованных в гранулитовой фации различных алюмосиликатных гнейсов и кристаллических сланцев, которые считаются ее метаморфическим аналогом [Poldervaart A., 1966; Хаин В. Е., 1971]. Однако вещественный состав пород системы и степень их метаморфизма сходны с составом пород архейских зеленокаменных поясов и нижнепроте-

розойских геосинклинальных трогов. Анализ детальных геологических карт щита, на которых во многих случаях осадки системы непосредственно контактируют с метаморфизованными в гранулитовой фации ее предполагаемыми аналогами, также заставляет сомневаться в этом предположении [Докембрий континентов, 1976], что и нам кажется правильным. Вероятно, система Кейс представляет собой отложения трогового комплекса, обнажающиеся среди более древних, интенсивнее метаморфизованных образований.

Породы системы рвут «посттектонические» граниты Намакваленда, приуроченные к широкой зоне дробления. С этими гранитами и связаны редкометалльные (сподуменовые и лепидолитовые) пегматиты с бериллом и колумбитом (месторождения Виткоп, Поумас и др., разрабатывающиеся на литий, бериллий, тантал и ниобий) [Колотухина С. Е. и др., 1964].

Складчатые пояса Африканской платформы представлены [Докембрий континентов, 1976] с запада на восток (см. рис. 3) Фалеме-Рокелским, Атакорским, Западно-Конголезским, Митумба-Дамарским (Трансафриканским). Промышленные редкометалльные пегматиты обнаружены пока лишь в пределах двух последних поясов. Строение всех поясов в целом одинаково. Они развивались как в нижнем, среднем и верхнем, так и только в среднем и верхнем (Фалеме-Рокелский, Атакорский) протерозое на раздробленном архейском (Западно-Конголезский, Трансафриканский пояса) или на нижнепротерозойском (остальные пояса) протоплатформенном фундаменте.

Складчатые пояса Африканской платформы характеризуются более или менее отчетливо выраженной линейной формой. Они ограничиваются глубинными региональными разломами архейского залегания и по сути представляют собой громадные трого, так как заложены на континентальной коре, а фации выполняющих их отложений сходны с комплексами отложений протерозойских геосинклинальных трогов других континентов. Эти пояса иногда накладываются друг на друга.

В. Е. Хаин [1970] утверждает, что само существование подвижных поясов, разграничивающих жесткие архейские кратоны, и их линейность обусловлены глубинными разломами, на которых они развивались, и что эти разломы могут не иметь поверхностного выражения, но фиксироваться геофизически.

Трансафриканский складчатый пояс развивался в течение всего протерозоя. В современном эрозивном срезе пояса архейский его фундамент обнажается в виде ядер — выступов среди протерозойских толщ (горсты Китве и Лунсемфва в Замбии, сложенные породами с абсолютным возрастом 2,7 млрд. лет; свиты Абабис и Мариенхоф в Дамараленде в Намибии и др.).

Как и всюду в Африке, в разных его районах отложения одного и того же возраста имеют местные наименования. Так, среднепротерозойские отложения именуется: системой Мува в

медном поясе Замбии и ее нескладчатыми аналогами — серией Плато, вулканитами Марунгу, Луапула; группой Ганзи в Ботсване с ее аналогом — формацией Цумес в Намибии, которые африканскими геологами сопоставляются с системой Мува; системой Дорбабис в Дамараленде и системами Кункуп и Ауборус в Намакваленде, с которыми сопоставляются отдельные части системы Дорбабис, и др. Верхнепротерозойские отложения в пределах пояса представлены образованиями систем Кибара (район Катанги), Бурунди (в Бурунди, Восточном Заире, Руанде), Карагва — Анголе (в Северо-Западной Танзании, Юго-Западной Уганде), являющимися гомологами [Докембрий континентов, 1976], а также свитой Калонга и серией Мафинге (в Замбии и Малави). В районе Катанги эти отложения выполняют одноименный трог и представлены в низах основными, реже кислыми вулканитами, их туфами, амфиболитами с силлами габбро, дацитов, риолитов, а в верхах — терригенными толщами.

Средне- и верхнепротерозойские отложения в пределах пояса перекрываются рифейскими образованиями системы Катанга и ее гомологов, складки которых в Заире и Замбии располагаются поперек к северо-восточным складчатым структурам пояса. Катангиды образуют здесь широтную, выпуклую к северу дугу; лишь на окончаниях структуры этой дуги становятся более или менее однонаправленными со средне-верхнепротерозойскими структурами пояса. При этом складчата лишь нижняя часть отложений катангид, верхние красноцветные отложения лежат полого.

В Дамараленде аналогом катангид является система Дамара [Докембрий континентов, 1976], а южнее на Бушменском щите — платформенные серии Блек-Хилс, Хильда, Хольгат, Кайгас, Нумес. Рифейские складчатые структуры, как и средне- и верхнепротерозойские, представляют собой приразломные авлакогенового типа прогибы, складчатость в которых, хотя местами и интенсивная, не имеет типично геосинклинального характера [Колотухина С. Е. и др., 1964].

Пегматитоносные граниты Трансафриканского пояса имеют абсолютный возраст от 850 до 1500 млн. лет в Уганде и Руанде и 800—1000 млн. лет в Дамараленде. В Уганде пегматитовые месторождения связаны с гранитами, рвущими кибарийские образования и имеющими возраст 800—1200 млн. лет. Месторождения в основном бериллиевые, но есть и разрабатываемые на литий амблигонитовые пегматиты. В Дамараленде пегматиты в основном поллуцит-лепидолитовые и берилловые. Они ассоциируют с оловоносными и танталоносными грейзенами.

Важно подчеркнуть, что пегматитоносные граниты пояса во всех районах их развития посттектонические. Так, в Дамараленде это так называемые салемиские граниты, которые местами

непосредственно переходят в пегматиты. Возраст гранитов 510—800 млн. лет [Clifford e. a., 1962]. Они рвут породы системы Дамара. Граниты слагают два больших массива — Донкерхук и Соррис-Соррис, вытянутых в восток-северо-восточном направлении, сопровождающихся пегматитами и грейзенами и внедрившихся, видимо, вдоль параллельных разломов [Докембрий континентов, 1976; Шуберт Ю., Фор-Мюре А., 1973]. Между массивами располагаются более мелкие гранитные тела, образующие согласные силлы и штоки в мраморах серии Хакос.

Западно-Конголезский пояс развивался в течение нижнего и среднего протерозоя. Архейский доколь его представлен системами Домайомбе в Габоне, Лоеме, Бикосси в Конго, Матада и др. в Заире. Нижнепротерозойские породы пояса (1900—1750 млн. лет) — метаморфизованные в зеленосланцевой фации вулканы кислого и главным образом основного состава, амфиболиты, кварциты, аркозы, конгломераты, алевритистые сланцы, подчиненные глинисто-карбонатные отложения. Это серии Лукула, Сунда, Лунгу, Сикила, Инга и др. На этих породах несогласно и с размывом залегают терригенные и (южная часть пояса) терригенно-карбонатные отложения, объединенные под наименованием синхронных серий Мбейя, Террейра, Моссува и др. [Докембрий континентов, 1976]. В их составе прослеживаются углистые кварциты и медистые песчаники. Возраст этих отложений 1750—1600 млн. лет. Выше лежат кантангские — рифейские — отложения.

Протерозойские отложения пояса прорываются так называемыми урундийскими и постурундийскими посттектоническими гранитами, с которыми связаны редкометальные (сподуменовые) пегматиты и кварцевые жилы и грейзены с оловянной и тантал-ниобиевой (колумбит) минерализацией. Из рудных минералов пегматиты кроме сподумена содержат берилл, касситерит, колумбит. Отдельные пегматитовые поля вмещают крупные редкометальные месторождения (Северное Лугулу, Кобо-Кобо, Бусанго, Маноло и др.). Самый крупный массив урундийских гранитов — массив Казезе — вытянут на 500 км, в его эндоконтактах и располагаются все рудопроявления и месторождения редкометальных пегматитов и грейзенов.

В целом в складчатых поясах фундамента Африканской платформы редкометальные пегматиты разнообразны по типу и масштабам оруденения. Наиболее крупные самые древние нижнепротерозойские месторождения представлены сподуменовыми пегматитами; более молодые — рифейские — лепидолитовые, поллцитовые, амблигонитовые, бериллиевые, несколько меньших масштабов. Характерно, что почти все они сопровождаются редкометальными кварцевыми жилами и грейзенами. Пространственное положение их определяется приуроченностью к данным поясам — громадным трогам, в течение протерозоя неоднократно накладывавшимся (или унаследованно развивав-

шимся) друг на друга. Как установлено, состав троговых отложений, вмещающих редкометальные пегматиты, типичный для зеленокаменных троговых комплексов с вулканитами и амфиболитами в нижних частях и терригенными образованиями (иногда терригенно-карбонатными) в верхних (Западно-Конголезский пояс, Кибарский трог Трансафриканского пояса).

Карбонатитовые протерозойские комплексы известны в Южной Африке. Это массивы Пилансберг (1228—1330 млн. лет) и Шпицкоп, внедрившиеся в Бушвельдский лополит (примерно 2 млрд. лет); Палабора или Лулекоп (2060 млн. лет) и другие менее известные: Свартбуисдриф, Эпембе (около 750 млн. лет), Нкумбава-Хилл ( $680 \pm 25$  млн. лет), Иломба (655 млн. лет), Вредефорт (2 млрд. лет) и т. д. Карбонатиты далеко не всех массивов содержат редкометальную минерализацию. В частности, в карбонатитах массива Шпицкоп она отсутствует [Колотухина С. Е., 1977], а в других не достигает таких концентраций, как в меловых и неогеновых карбонатитовых комплексах Восточной и Юго-Восточной Африки.

Однако рудные и безрудные карбонатитовые массивы нередко располагаются в единой карбонатитовой провинции (Трансваальской). Отметим, что в связи с гранитами Бушвельдского лополита известны пегматитовые и грейзеновые месторождения олова. Бушвельдский лополит прорывает отложения трансваальской системы, представляющие собой пологолежащий эпиархейский нижнепротерозойский платформенный чехол на Трансваальском щите. Массивы Пилансберг, Шпицкоп на ходятся целиком внутри Бушвельдского лополита, первый — в его западной части на контакте норитов и гранитов, второй — в восточной. Массив Палабора, одновозрастный с Бушвельдским лополитом, прорывает архейские гнейсы и кристаллические сланцы щита. Массив Вредефорт находится в одноименном куполовидном поднятии фундамента щита южнее Бушвельдского лополита. Поднятие окружено смятыми в опрокинутые складки породами эпиархейского платформенного чехла, относящимися к системам Доминион-Риф, Витватерсранд, Вентерсдорф и Трансвааль. Генезис этой структуры дебатировался. Возраст щелочных пород купола Вредефорт аналогичен возрасту Бушвельдского лополита и массива Палабора. Массивы Пилансберг, Палабора, Шпицкоп, Вредефорт располагаются на территории Южно-Африканской Республики, примерно на одной линии субширотного простирания.

По мере увеличения возраста и глубины эродированности массивов магматических пород все труднее выявляются связи этих массивов с тектоническими структурами соответствующего им возраста. В данном случае вопрос еще более усложняется наличием мощного платформенного чехла, а также громадного Бушвельдского лополита, прикрывающих структуры фундамен-

та. Все же некоторые геологи, например М. Матиас [Щелочные породы, 1976], считают возможным утверждать, что докембрийские щелочные породы ЮАР приурочены к широтной ослабленной зоне архейского фундамента щита, протягивающейся примерно по продольной оси Бушвельдского лополита, а группа вулканов Пилансберг располагается на пересечении этой зоны другой — субмеридиональной, трассируемой цепочкой щелочных интрузивов Франспурт. Отметим, что широтные (субширотные) направления вообще характерны наряду с северо-северо-восточными для древних докембрийских структур южной части Африканского континента. Так, по мнению Бейли [Baily D. K., 1961], все карбонатиты Замбии приурочены к линейamentу северо-восточного простирания, совпадающему с рифтовыми долинами Средней Замбези и Луангвы. Он устанавливает, что этот линейament представляет собой древнюю — докембрийскую — длительно развивавшуюся ослабленную зону земной коры. Аналогичная древняя омоложенная зона, но широтного простирания устанавливается вдоль долины Нижней Замбези. Она тоже совпадает с мезо-кайнозойским континентальным рифтом.

К эпиархейскому платформенному чехлу Трансваальского щита (вулканогенные, карбонатные, но главным образом терригенные толщи формаций Доминион-Риф, Витватерсранд, Вентерсдорф, Трансвааль) приурочены крупнейшие в мире золоторуановые месторождения, генетически и по возрасту идентичные с золотоносными месторождениями Канады (Блайд-Ривер, Эллиот-Лейк) и Бразилии (Жакобина). Предполагается, что эти месторождения возникли за счет размыва коренных жильных месторождений золота в зеленокаменных поясах архейских кратонов [Колотухина С. Е., 1977; Магакьян И. Г., 1971; и др.]. В этой связи интересно обнаружение золотого оруденения в конгломератах из отложений тарквия в Гане, которое, как установлено, тоже возникло вследствие эрозии и переотложения золота жильных месторождений в нижнепротерозойских трогах, выполненных отложениями бирримия.

Интересно также, что осадки системы Доминион-Риф отлагались в узких грабенообразных депрессиях типа авлакогенов [Колотухина С. Е., 1977].

Значительно более молодые — позднедокембрийские — карбонатитовые массивы Свартбунсдриф и Эпембе несут редкоземельную и тантал-ниобиевую минерализацию (Намибия) и, как и еще более молодые массивы карбонатитов и нефелиновых сиенитов этого региона (района Дамараленда — Окорузу, Омаруру, Кейп-Кросс, Мессум и др.), приурочены к ослабленной зоне разрывов северо-восточного простирания [Cogn H., Martin H., 1954]. Как выяснено более детальным исследованием структурного положения массивов, их расположение внутри этой зоны контролируется пересечением ее разрывами иных на-

правлений. Так, массив Свартбуисдриф располагается в месте пересечения данной зоны разрывом запад-северо-западного простирания [Verwoezd W. J., 1967].

В целом протерозойские карбонатитовые комплексы Южной и Юго-Западной Африки бедны ниобием и вообще редкими элементами.

Позднедокембрийский массив Иломба находится в Малави, в зоне Великих Африканских разломов — зоне Восточно-Африканских рифтов. Он сложен фойяитами и пироксенитами, содержащими небольшие линзы богатых гатчеттолитом эгиринсфеновых пород. В 2,4 км от массива располагается массив фойяитов, ийолитов и карбонатитов Начендезвая (с убогой вкрапленностью в последних пирохлора), который [Карбонатиты, 1969] генетически связан с ним. К системе Восточно-Африканских рифтов приурочен также массив Нкумваа-Хилл (Замбия), прорывающий докембрийские гнейсы и граниты. В плане это эллиптическое тело, сложенное по периферии флогопитовой брекчией, а в центре — пирохлоровыми карбонатитами. Оба массива приурочены к разрывам. Их нахождение в зоне Восточно-Африканских рифтов подтверждает мнение многих африканских геологов о весьма древнем — докембрийском, возможно, даже архейском — времени заложения рифтообразующих разломов.

Позднедокембрийские щелочные рибекитовые и литий-фтористые граниты, с которыми связывается редкометальное (танталовое, тантал-ниобиевое, редкоземельное) оруденение, недавно обнаружены на территории АРЕ [Bugrov V. A., Shalaby I. M., 1974; и др.]. Абсолютный возраст их 650—450 млн. лет. Он близок к возрасту щелочных и нефелиновых сиенитов, распространенных в тех же, что и редкометальные граниты, районах, а также в Северо-Восточном Судане, Сомали, Эфиопии, Кении, Уганде. Литий-фтористые граниты отличаются от типичных их представителей очень высоким содержанием фтора и другими особенностями. Литиевые слюды в отдельных массивах таких гранитов отсутствуют. Редкометальная минерализация представлена в них колумбитом (содержание которого первые десяти доли процента и который ассоциирует с касситеритом), затем бериллом, монацитом, ксенотимом, торитом. В щелочных рибекитовых гранитах отмечаются, кроме того, пирохлор и фергюсонит.

В Юго-Восточной Уганде это, видимо, так называемые граниты Лунио — альбитизированные и грейзенизированные натриевые, богатые ниобием, фтором (до 4%  $\text{CaF}_2$ ), геохимически близкие «молодым гранитам» плато Джос. Эти граниты сопровождаются грейзенами и пегматитами с колумбитом, цирконом, касситеритом, самарскитом, циннвальдитом. Такие же граниты и пегматиты известны в Кении, Сомали, где их возраст определен в 500—480 млн. лет.

Редкометалльные граниты и сопровождающие их пегматиты, а также щелочные и нефелиновые сиениты располагаются внутри широкой меридиональной полосы (пояса), протягивающейся вдоль побережья Красного моря, как бы надстраивая, продолжая систему Восточно-Африканских рифтов. Геохимически и минерально-петрографически к этим гранитам близки щелочные граниты Мозамбика и связанные с ними пегматиты, формирование которых укладывается в тот же возрастной интервал 650—485 млн. лет. Пегматиты в основном бериллиевые, являются одним из крупных поставщиков бериллия на мировой рынок (месторождения района Алту-Лигонья в провинции Замбези и др.), в ряде случаев содержат также промышленные концентрации лепидолита, колумбит-танталита, самородного висмута. Как установлено, они нередко гидротермально переработаны (поэтому и обогащены висмутом) и формировались в трещинах сколового типа [Колотухина С. Е. и др., 1964].

По вопросу о структурной локализации редкометалльных щелочных гранитов и редкометалльных литий-фтористых гранитов и их пегматитов данных пока практически нет. Это обусловлено как явлениями активизации всего региона Восточной Африки в целом, так и относительно слабой его геологической изученностью — отдельные районы покрыты пока лишь редкой сетью рекогносцировочных маршрутов [Шуберт Ю., Формюре А., 1973].

Все рассматриваемые граниты и их пегматиты располагаются среди докембрийских пород так называемого комплекса основания, в составе которого прослеживаются гнейсы и гранито-гнейсы, различные кристаллические сланцы, кварциты, джеспилиты, амфиболиты, чарнокиты, мраморы, катаклазиты. Местами наблюдаются структуры типа гранито-гнейсовых куполов. Абсолютный возраст пород не древнее 1000 млн. лет, наибольшее число определений показывают значения 600—500 млн. лет, что обусловлено явлением региональной гранитизации. В комплексе основания в различных районах Восточной Африки выделяют архейские, нижнепротерозойские и протерозойские складчатые осадочно-метаморфические образования, причем в последние годы получены отдельные определения абсолютного возраста 2,2 млрд. лет (и древнее).

Важно отметить, что общее простирание структур основания в Восточной Африке близко к меридиональному и заложенные в раннем докембрии, впоследствии не раз омолаживавшиеся ослабленные зоны тоже имеют в основном такое простирание. Пока не установлено, в каких структурах активизации локализован пояс редкометалльных гранитов и связанные с ними пегматиты, но отдельные массивы таких гранитов, структурное положение которых изучено, приурочены к разрывам и узлам их пересечения [Bugrov V. A., Shalaby I. M., 1974].

Процессы активизации Восточной Африки связываются с формированием и развитием рифейской подвижной зоны (рифейской геосинклинали), протягивающейся вдоль побережья Красного моря в северо-северо-западном направлении [Хаин В. Е., 1971; и др.].

Многие исследователи Африки [Шуберт Ю., Фор-Мюре А., 1973; и др.] на основании сходства возраста, химизма, минералогии рассматриваемых гранитов и связанных с ними пегматитов с гранитами Таурирт и идентичными последним «древними гранитами» плато Джос относят все эти граниты к единой позднедокембрийской магматической формации. Это заключение, по-видимому, справедливо. В таком случае в Африке прослеживаются два крупных пояса развития редкометалльных позднедокембрийских гранитов, оба меридионального простирания — западный Леоно-Либерийский и восточный Восточно-Африканский.

В пределах западного пояса щелочные рибекитовые граниты неизвестны (все рибекитовые граниты этого пояса оказались верхнепалеозойскими и даже мезозойскими). Этот пояс в пространственно-временном отношении совпадает с меридиональной позднедокембрийской палеорифтовой системой, развившейся на месте системы геосинклинальных трогов нижнего протерозоя и «перекрытой» системой мезо-кайнозойских континентальных рифтов. На западную часть Восточно-Африканского пояса наложена мезо-кайнозойская континентальная система Восточно-Африканских рифтов. Позднедокембрийская и более древняя история геологического развития этого пояса из-за скудости фактических данных пока не может быть расшифрована.

Вероятно, к этому же поясу относятся щелочные и нефелиновые сиениты, редкометалльные щелочные рибекитовые и литий-фтористые граниты о. Мадагаскар и связанные с последними редкометалльные пегматиты. Абсолютный возраст этих пород колеблется в пределах 550—480 млн. лет, т. е. они являются уже фанерозойскими — кембрийскими — образованиями. Время их формирования совпадает с главным циклом гранитизации Восточной Африки [Шуберт Ю., Фор-Мюре А., 1973]. Все массивы располагаются среди докембрийских осадочно-метаморфических и магматических пород, истинный возраст и взаимоотношения которых достоверно не устанавливаются из-за влияния «главного цикла гранитизации», другими словами, весьма мощного процесса тектоно-магматической активизации.

Массивы рассматриваемых пород имеют типично платформенный характер. Это лакколиты, лополиты, силлы, акмолиты, мелкие штоки, так называемые стратоидные граниты. Связанные с редкометалльными гранитами пегматиты главным образом бериллиевые, но есть и редкоземельные (содержащие эвксенит, монацит, фергусонит), со скандиевыми минералами (бефано-

мит) и литиевые (сподуменовые). Бериллиевые пегматиты содержат, кроме того, танталит и колумбит (месторождения Бифаномо, Ампангабе, Амбандо, Малакиалино). Большинство массивов щелочных сиенитов и гранитов располагаются цепочкой субмеридионального направления, пересекая остров в долготном направлении, и приурочены к зоне глубинного разлома, отмечающего границу Высокого плато. Этот древний разлом протягивается до зоны Алаотра-Мангуру, где вдоль него прослеживается кайнозойский рифт Алаотра. Меньшее число массивов щелочных и гранитных пород, сопровождающихся редкометальными пегматитами, приурочено к другим, но тоже субмеридиональным разрывам.

Гравиметрическими исследованиями установлено [Шуберт Ю., Фор-Мюре А., 1973], что такие разрывы служат границами крупных блоков земной коры, на которые разделен остров; в изученных случаях разные блоки характеризуются различным геологическим строением.

Важно отметить, что на рассматриваемый меридиональный пояс распространения позднедокембрийских — раннепалеозойских щелочных и кислых пород впоследствии наложился пояс мезо-кайнозойских щелочных интрузивов, пространственно тесно связанный с мезо-кайнозойскими рифтами острова.

Редкометальные гидротермальные протерозойские месторождения на Африканской платформе представлены крупным редкоземельным месторождением Каронге, абсолютный возраст руд которого 1580 млн. лет. Месторождение образовано редкоземельно минерализованными зонами, приуроченными к разрывным нарушениям в архейских слюдястых сланцах и кварцитах. Главные рудные минералы — бастнезит и монацит, ассоциирующие с кварцем и баритом; отмечаются микроклин, биотит, сульфиды железа, меди и др. Месторождение расположено в пределах Восточного рифта Восточно-Африканской рифтовой системы и, как полагают, генетически связано с карбонатами [Карбонатиты 1969].

**Индия.** Протерозойские редкометальные месторождения Индии представлены редкометальными пегматитами. Гранитные пегматиты на территории Индии распространены сравнительно широко и представлены главным образом слюдоносными, а также шерл-мусковитовыми их разновидностями, по типу переходными между собственно слюдоносными и редкометальными. Редкие элементы добываются из них попутно и сосредоточены в берилле, тантало-ниобатах, лепидолите (рис. 12).

К настоящему времени на территории Индии известны шесть пегматитовых поясов: Бихарский, Орисский, Раджастханский, Неллурский, Майсурский, Южно-Индийско-Цейлонский или Шри-Ланкский, [Геология и экономика месторождений..., 1975].

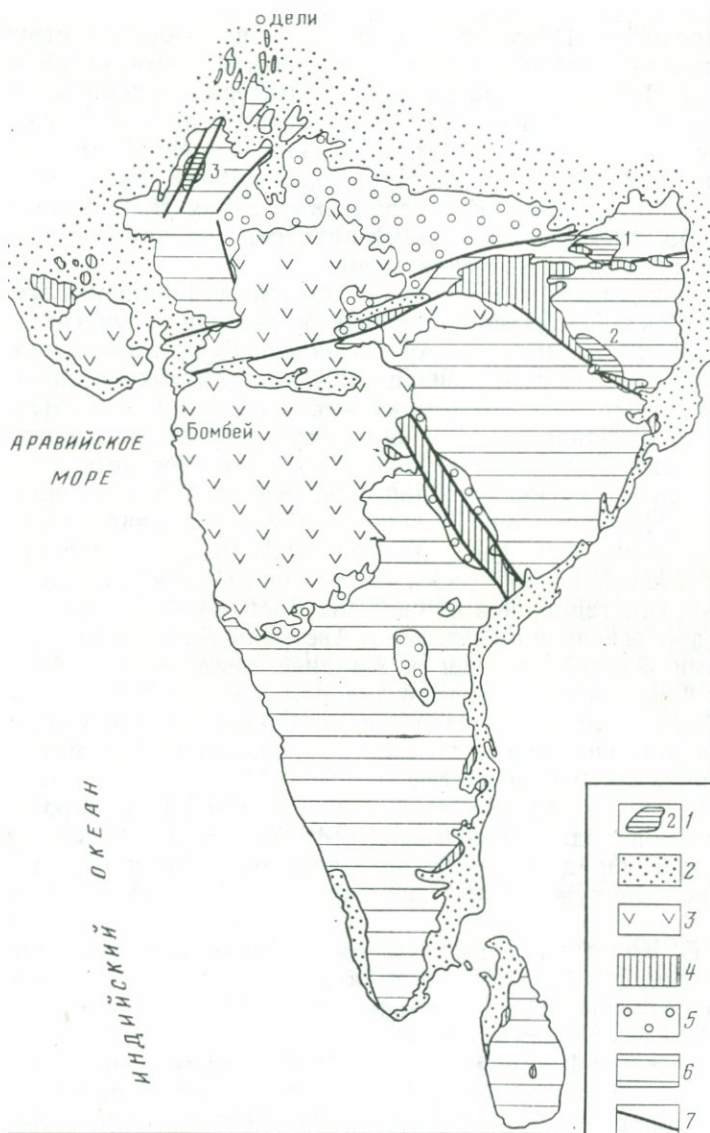
Территория Индии представляет собой платформу, в пределах которой фундамент обнажен на большей части ее площади.

Это так называемый Индостанский щит. Фундамент платформы слагается архейскими и протерозойскими осадочно-метаморфическими образованиями, платформенный чехол — отложениями рифея и более молодыми. Архейские породы обнажены в южной и центральной частях Индостанского щита, протерозойские — в его северо-западной части (Араваллийско-Делийский складчатый пояс) и, кроме того, они выполняют приразломный внутрикратонный широтный прогиб Нормадо-Сон, пересекающий весь Индостан.

Нижнеархейские метаморфические образования щита представлены додхарварским комплексом пород с абсолютным возрастом 3 млрд. лет и более и его гомологами — кондалитовой, байладильской, бенгальской и др. сериями отложений. Как и в соответствующих им архейских образованиях Африки (серия Фиг-Три Свазиленда), в породах всех этих подразделений присутствуют микрофоссилии. Додхарварский комплекс слагается (снизу вверх): кварцитами, железистыми кварцитами и гранулитами, диафорированными зеленосланцевыми породами, амфиболитами, плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, чарнокитами; биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами. Породы комплекса и гомологичных ему серий метаморфических образований слагают синклинальные структуры, морфологически выраженные понижениями; в положительных формах рельефа обнажаются гранито-гнейсы куполов со шпирами основных пород, причем галька тех и других встречается в породах додхарварского комплекса.

Верхнеархейские породы щита представлены дхарварским комплексом отложений с абсолютным возрастом более 2,3 млрд. лет. Породы комплекса надстраивают разрезы додхарварских образований в синклинальных структурах и представлены глубокометаморфизованными аналогами преимущественно терригенных толщ. В целом додхарварские и дхарварские породы выполняют грабенообразные опускания с внутренней синклинальной структурой, разделенные гранито-гнейсовыми куполами, и являются типичными образованиями архейских зеленокаменных поясов [Chatteriel A., 1970; Поля редкометаллических..., 1976].

Араваллийско-делийские отложения протерозоя в прогибе Нормадо-Сон (который в протерозойскую эру представлял собой авлакоген) — это платформенного характера отложения серии Биджавар. Они перекрыты фанерозойской гондванской серией (верхний палеозой — мезозой) платформенного чехла и мелом. Рифейский платформенный чехол в авлакогене отсутствует. Внутреннее строение авлакогена сложное: среди протерозойских отложений наблюдаются выступы его днища, сложенные нижнеархейскими образованиями додхарварского комплекса (Сингхбумский блок). Северо-западнее авлакогена аравал-



2. Редкометалльные пегматиты Индии [Геология и экономика месторождений, 1975].

нейшие пояса редкометалльных пегматитов: 1 — Бихарский, 2 — Орисский, 3 — гханский; 2 — рыхлые кайнозойские образования; 3 — мел-палеогеновые траппы; 4 — эоценовые осадочные породы и граниты, 5 — рифейские, кембрийские и ордовикские; 6 — протерозойские и архейские метаморфические и интрузивные породы; 7 — главные разломы

лийско-дельийские отложения слагают крупный одноименный пояс северо-северо-западного простирания.

Линеамент Нормадо-Сон в качестве троговой структуры (авлакогена) существовал и в гондванское время, когда на территории Индии был развит еще целый ряд подобных ему, но значительно меньших по размеру авлакогенов: Сатпурско-Дамодарский, Гаттисчарх-Маханадийский, Годаварский, Раджмахарский, описанных М. В. Муратовым [1964]. Все эти авлакогены были заложены на ослабленных зонах трещиноватости и разломов, фиксируемых телами архейских чарнокитов, и выполнены породами гондванской серии.

В конце мезозоя в связи с распадом Гондваны эти зоны вновь активизировались; наконец, активизация многих из них имела место в кайнозое. Араваллийско-Делийский складчатый пояс тоже испытал активизацию: в позднем докембрии и в палеозое [Геология и экономика месторождений..., 1975]. Таким образом, на Индостанском щите существуют зоны активизации, заложенные еще в архее и позже в геологической истории неоднократно активизировавшиеся. Крупнейшая из них — линеамент Нормадо-Сон. В современном выражении этот линеамент, согласно Кроуфорду [Crowford A. R., 1969], представляет собой кайнозойский рифт, аналогичный рифтам Восточной Африки, ответвившийся от системы Восточно-Африканских рифтов и протягивающийся далее в Австралию, где он фиксируется рифтами Фицрой, долины р. Амадиес, впадины оз. Эйр и грабен Южно-Австралийского залива.

Все пегматитовые пояса Индии пространственно связаны с зонами тектоно-магматической активизации и формировались в периоды активизации этих зон.

Кроме пегматитов в пределах этих зон развиты различные щелочные породы (щелочные и нефелиновые сиениты, основные щелочные породы) и карбонатитовые комплексы, в которых пока не обнаружено промышленного редкометального оруденения.

С. Е. Колотухина с соавторами [Геология и экономика месторождений..., 1975], Б. М. Шмакин [1970] и другие исследователи выделяют шесть главных зон активизации и соответственно шесть пегматитовых поясов.

1. Восточно-Гатская зона рифейской активизации с Неллурским пегматитовым поясом, с карбонатитами и нефелиновыми сиенитами. Возраст пегматитов 1600—1100 и 620 млн. лет, возраст карбонатитов 730 млн. лет. Пегматиты в отдельных случаях содержат берилл и тантало-ниобаты и залегают в сланцах додхарварского комплекса.

2. Бихаро-Сингхбумская зона рифейской активизации (Нормадо-Сонская зона, зона Великого пограничного разлома пространственно совпадает с Нормадо-Сонским авлакогеном) с рифейскими пегматитами Бихарского пояса и более поздними

карбонатитами. Зона имеет субширотное простирание, но пегматиты располагаются в Сингхбумском архейском выступе днища Нормадо-Сонского авлакогена согласно с северо-северо-западным простиранием додхарварских архейских пород. Возраст этих пород 2,3—2,5 млрд. лет. Возраст пегматитов 950—800 и  $955 \pm 50$  млн. лет (рубидий-стронциевый метод) [Vhola K. L. e. a., 1971].

3. На юго-восточном ответвлении Бихаро-Сингхбумской зоны располагается Орисский пегматитовый пояс с возрастом пегматитов 1000—800 млн. лет. Это тоже рифейская зона активизации.

4. Раджастхано-Делийская зона рифейской активизации в поле развития араваллийско-делийских образований и в эренпурских гранитах. Возраст пегматитов 950—600 млн. лет. Пегматиты содержат промышленные концентрации главным образом мусковита, а также берилла, тантало-ниобатов (берилловые месторождения Бизундзи, Барла, Тилоли, Данта; мусковитовые с попутными тантало-ниобатами месторождения в пегматитовых полях Аджмер-Мервара, Бхилвара, Удайпур). Возможно, ветвь этого пояса представлена Восточно-Гатской зоной рифейской активизации [Колотухина С. Е., 1977].

5. Майсурская зона нижнепротерозойской активизации в поле развития архейских образований додхарварского и дхарварского комплексов. Возраст пегматитов  $1345 \pm 60$  млн. лет.

6. Южно-Индостанско-Шри-Ланкская зона рифейской активизации с пегматитами с драгоценными камнями (берилл и его разновидности — изумруд и др.) Южно-Индийско-Цейлонского пегматитового пояса.

Граниты, с которыми связаны самые древние пегматиты — пегматиты Майсурского пояса, слагают массив Клосевет, прорывающий породы зеленокаменного пояса архея. Месторождения пояса главным образом мусковитовые, но есть проявления редкометальной (тантал-ниобиевой) минерализации (редкометальные месторождения Маста).

Пегматитовые граниты остальных зон позднедокембрийские. На примере Бихарского пегматитового пояса, изученного лучше других, устанавливается, что они слагают силлы, конкордантные с залеганием вмещающих пород, реже секущие их под очень острыми углами; лополито- и лакколитоподобные тела (массивы Кара-Пахар, Сингхбумский и др.). Как правило, редкометальные пегматиты располагаются в эндоконтактах гранитных массивов, а слюдоносные — во вмещающих породах их экзоконтактов. Некоторые исследователи считают редкометальные пегматиты моложе слюдоносных, возраст которых 670—800 млн. лет [Поля редкометальных..., 1976].

Редкометальные минералы в пегматитах представлены лепидолитом, эвксенитом, фергусонитом, бериллом, самарскитом. В целом пегматиты всех поясов еще мало изучены. Среди них

могут быть и разновозрастные пегматиты. Наибольшее количество жил редкометалльных пегматитов имеется в Бихарском пегматитовом поясе. Собственно лишь пегматиты этого пояса ближе всего к настоящим редкометалльным пегматитам. Но, возможно, это лишь следствие их лучшей изученности.

В заключение еще раз отметим, что все пегматиты Индии приурочены к зонам активизации. В тех случаях, когда эти зоны сравнительно слабо эродированы (авлакоген Нормадосон), они представляют собой типичные троговые (авлакогеновые) структуры. Однако отложений, синхронных периоду активизации, периоду пегматитообразования, ни в одном случае не обнаружено. Пегматиты и материнские для них граниты располагаются среди значительно более древних образований (архейских или нижнепротерозойских).

**Австралия.** Протерозойские редкометалльные месторождения Австралийской платформы представлены редкометалльными пегматитами, не имеющими большого практического значения. К ним относятся, в частности, редкометалльные верхнерифейские пегматиты зон тектоно-магматической активизации глубоких разломов Дарлинг и Фрейзер (см. рис. 6). Разлом Дарлинг протягивается вдоль западного побережья Австралии, ограничивая массивы Пилбара и Йилгарн с запада; разлом Фрейзер обрамляет массив Йилгарн с северо-востока. Оба разлома архейского заложения, так как к ним приурочены тела архейских чарнокитов (чарнокитовый пояс Нортгемптон-Луин) [Долгинов Е. А. и др., 1973 г.]. В верхнем рифее в зонах обоих разломов имели место процессы наложенного метаморфизма гранулитовой фации и внедрения гранитов, сопровождавшихся пегматитами. Пегматиты в зоне разлома Дарлинг имеют абсолютный возраст около 1000 млн. лет, разлома Фрейзер 1000—680 млн. лет. Последние не имеют практического значения, а первые заключают мелкие мусковитовые месторождения, в которых спорадически встречаются колумбит, берилл, минералы лития [Колотухина С. Е. и др., 1974]. С. Е. Колотухина [1977] считает, что пегматитовые провинции районов Нортгемптон и Луин-Натуралист (провинции зон разломов Дарлинг и Фрейзер) синхронны с пегматитами Неллурского и одновозрастных с ним пегматитовых поясов Индии, а Неллурский пояс, вероятно, имеет продолжение на Австралийском континенте в виде пегматитовой провинции Нортгемптон, поскольку Восточно-Гатский чарнокитовый пояс продолжается в Австралии чарнокитовым поясом Нортгемптон-Луин.

Протерозойские редкометалльные пегматиты известны в Австралии также в пегматитовых провинциях Маунт-Айза, Джорджтаун, Брокен-Хилл (см. рис. 6). Пегматитовая провинция Маунт-Айза (Северо-Западная Австралия, штат Квинсленд) располагается в одноименном выступе нижнепротерозойского фундамента платформы. Пегматиты верхнепротерозойского воз-

раста (1540 млн. лет) генетически связаны с гранитным массивом Сибелла, который внедрился вдоль меридионального архейского разлома, активизированного в верхнем протерозое [Joplin G. A., 1964]. Вмещающие породы — амфиболиты и биотит-амфиболовые сланцы серии Истерн-Крик. Провинция представлена пегматитовыми полями Майна-Крик (месторождения Биг-Берилл, Гексагон, Берилл-Кинг, Берилл-Куин, Литл-Берилл и др.) и Гала-Крик. Пегматиты обоих полей бериллиевого типа [Поля редкометалльных..., 1976].

Расположенная в том же регионе пегматитовая провинция Джорджтаун приурочена к Джорджтаунскому выступу нижнепротерозойского фундамента платформы. Граниты, материнские для пегматитов, имеют абсолютный возраст 1200 млн. лет, пегматиты 1100—1000 млн. лет. Пегматиты слюдоносные в северной части блока и танталоносные в южной (месторождение Грант-Крик). Очевидно, формирование гранитов и сопровождающих их пегматитов связано с явлениями активизации региона, но подробные сведения об особенностях структурного положения пегматитов и их гранитов отсутствуют.

Пегматитовая провинция Брокен-Хилл располагается в Юго-Восточной Австралии в срединном массиве Брокен-Хилл средне-верхнепротерозойского Аделаидского складчатого пояса, сложенном породами нижнего протерозоя. Пегматитоносные граниты имеют абсолютный возраст 1700—160 млн. лет, а пегматиты 1500—1530 млн. лет. Провинция включает три пегматитовых поля: Билкумата-Бимбури — бериллиевого, Этебек — бериллиевого и Юриови — олово-литий-бериллиевого. Литиевый минерал — амблигонит [Stevens e. a., 1975]. В блоке Брокен-Хилл имеются многие другие месторождения: свинцово-цинковые с серебром, колчеданные полиметаллические, кварц-магнетитовые, месторождения платины, никеля и меди и др.

В целом протерозойские редкометалльные пегматитовые месторождения Австралийской платформы мелкие и, как и на Индийской платформе, главным образом бериллиевые, по типу переходные между слюдоносными и собственно редкометалльными. Все они связаны с зонами активизации платформенного фундамента. Геологическое выражение активизированных зон неясно, так как сведения об этом в литературе отсутствуют. Несомненно лишь, что процессы активизации выразились во внедрении пегматитоносных гранитов. Сопровождались ли явления активизации образованием каких-либо морфоструктур неизвестно.

**Европа.** На Восточно-Европейской платформе протерозойские редкометалльные месторождения и рудопроявления представлены редкометалльными полевошпатовыми метасоматитами, карбонатитами, редкометалльными пегматитами, редкометалльными нефелиновыми и щелочными сиенитами и щелочными гранитами, а также апогранитными, скарновыми и гидротер-

мальными редкометальными месторождениями и рудопроявлениями. Естественно, все эти месторождения располагаются в фундаменте платформы, так как платформенный режим установился на ее территории в основном к рифею, а на отдельных участках (Тиманское поднятие, п-ова Канин, Рыбачий, северо-западное побережье Норвегии) к началу кембрия. Таким образом, фундамент платформы гетерогенен.

Фундамент, сложенный архейскими и протерозойскими образованиями, в современном эрозионном срезе представлен Балтийским и Украинским щитами, а сложенный рифейскими отложениями — Тиманско-Канинским и Норвежским выступами. Кроме того, фундамент платформы в разных ее частях (в основном в центральной) вскрыт скважинами на ту или иную глубину.

В фундаменте Восточно-Европейской платформы прослеживаются более или менее крупные архейские блоки (архейские протоплатформы, архейские кратоны) и мощные системы раннепротерозойских протогеосинклиналей или геосинклинальных трогов, развившихся на месте систем раннепротерозойских глубинных сбросов и контролируемых такими системами (рис. 13) [Валеев Р. Н.—Разломы..., 1977]. Возможно, архейские блоки являются частями единого кратона, существовавшего перед заложением систем раннепротерозойских сбросов. Наиболее крупные из этих систем сбросов и образовавшихся вдоль них протогеосинклиналей или геосинклинальных трогов — субмеридиональная Криворожско-Курско-Валдайско-Карельская и запад-северо-западная Кольско-Мезенско-Вятская. После завершения развития (кратонизации) геосинклинальных трогов — на рубеже верхнего протерозоя — архейские блоки и эти трого были спаяны в единую древнюю платформу.

Архейские блоки Балтийского щита — Мурманский, Беломорский, Лапландский, Южно-Шведский (Североморский). Архейские метаморфические породы этих блоков представлены двумя сериями образований: нижней беломорской и верхней кольской. Нижне-среднепротерозойские отложения протогеосинклиналей (трогов) в восточной части щита объединяются в карельскую, а в западной и центральной частях — в свеко-феннскую серии (2100—1750 млн. лет), являющиеся, как теперь считают [Валеев Р. Н.—Разломы..., 1977; Гордиенко Л. И., Никольская Ж. Д., 1977], гомологами. Породы серий представлены преимущественно амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, апоэффузивными кристаллическими сланцами, филлитами, шунгитами, магнетитовыми кварцитами, диабазами и порфиритами, прослоенными интрузивами диабазов, габбро, кварцевых порфиров; в Южной Финляндии и Средней Швеции среди них широко развиты апоэффузивные образования (различные граувакки и лептиты). На Кольском полуострове карельские породы представлены печенгской, полмос-тундровской, варзугской се-

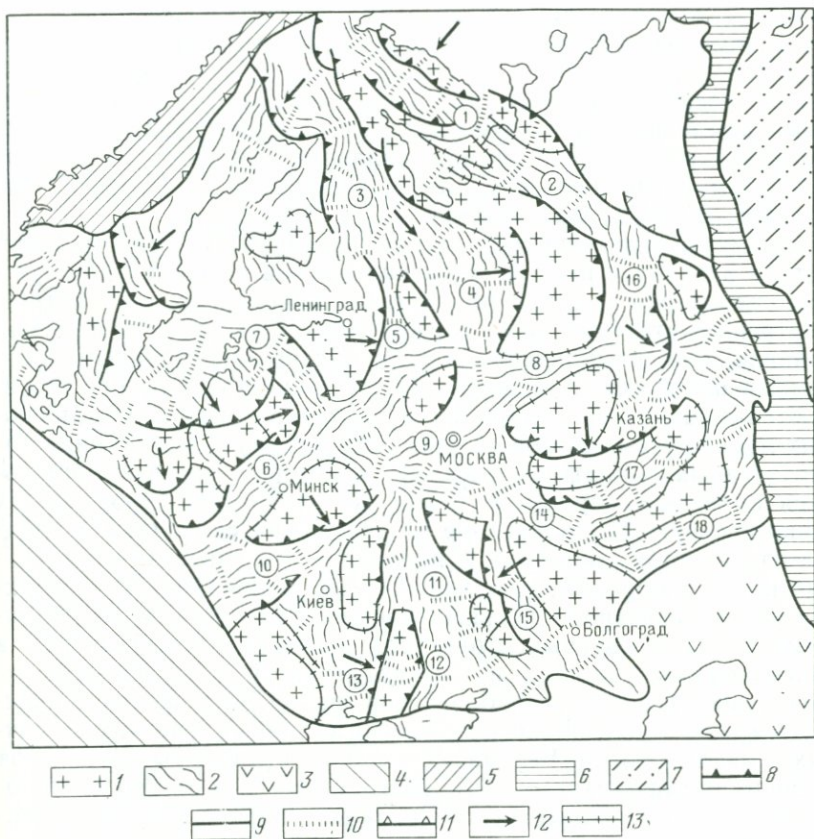


Рис. 13. Системы нижнепротерозойских разломов и трогов на Русской платформе. По Р. Н. Валеву [Разломы..., 1977].

1 — архейские протоплатформы; 2 — нижнепротерозойские трого (цифрами даны отдельные трого); 3 — области без гранитного слоя; 4 — байкалиды; 5 — каледониды; 6 — герциниды; 7 — Западно-Сибирская плита; 8 — предполагаемые среднепротерозойские надвиги; 9 — граница платформ; 10 — предполагаемые среднепротерозойские сдвиги; 11 — каледонские и герцинские надвиги; 12 — направления тектонических напряжений; 13 — дизъюнктивные границы платформ

рями отложений, обильно прослоенных амфиболизированными базитами.

Архейские блоки Украинского щита — Приднепровский и Подольский. Нижне-среднепротерозойские образования в пределах щита представлены криворожско-саксаганской серией (2100—1750 млн. лет), сложенной амфиболитами, железистыми кварцитами, джеспилитами, биотит-амфиболовыми и амфиболовыми кристаллическими сланцами. В пределах КМА этой серии соответствуют курская и оскольская серии.

Наиболее крупные протогоэосинклинали (геосинклинали трого) щитов — Криворожский и продолжающий его трог Кур-

ской магнитной аномалии, Имандра-Варзугско-Печенгский на Кольском полуострове и др. Рассматриваемые структуры называются исследователями по-разному: кроме протогеосинклиналей и геосинклинальных трогов их именуют еще зеленокаменными или зеленосланцевыми поясами, зонами развития метасоматитов, палеоавлакогенами, авлакогенами щитов древних платформ [Новикова А. С., 1975; Семененко Н. П., 1973; Федоров Е. Е., 1972; Милановский Е. Е., 1976; и др.].

Размеры этих структур весьма различны: от тысячи километров в длину и первых сотен километров в ширину до десятков километров в длину при ширине в несколько километров. Внутреннее строение, особенно крупных структур, сложное. Как правило, они ограничиваются региональными глубинными разломами архейского заложения (реже такие разломы прослеживаются лишь с одной стороны) и состоят из ряда подстраивающих друг друга грабенов (в узких структурах — моноклиналей), разделенных поднятыми блоками, в которых нередко обнажаются архейские породы. В целом же внутреннее строение их синклинальное. Выполняющие их отложения складчатые. Складчатость простая, линейная, в приразломных участках более интенсивная с образованием чешуйчатых моноклиналей; возникновение ее связано с дизъюнктивными движениями. Метаморфизм пород в крупных структурах зеленосланцевый, лишь в приразломных участках и мелких структурах он повышается до низких ступеней амфиболитовой фации. Отложения прорываются многочисленными интрузиями основных, средних щелочных и кислых пород. Весьма характерно, что формы интрузивов типично платформенные. Это расслоенные лакколиты и лополиты основных и ультраосновных пород, плитообразные массивы гранитов и т. п.

Развитие рассматриваемых структур было весьма длительным, причем в среднепротерозойское время на месте широких раннепротерозойских депрессий сохранились более узкие шовные приразломные прогибы (или желоба), нередко открывавшиеся в обширные протоплатформенные прогибы. Наряду с такими унаследованными прогибами на территории платформы в среднем протерозое образовались новые прогибы, чаще широтного простирания [Новикова А. С., 1975; и др.]. В заключительную стадию формирования среднепротерозойских прогибов произошло внедрение крупных плитообразных массивов гранитов рапакиви [Гордиенко Л. И., Никольская Ж. Д., 1977].

В целом рассматриваемые структуры по фациям выполняющих их отложений, морфологии, магматизму и внутреннему строению сходны с архейскими зеленокаменными поясами Канады, Африки и Австралии, с одной стороны, и с фанерозойскими геосинклинальными подвижными зонами, с другой. С последними в основном по характеру развития — прогибание, накопление эффузивно-терригенных толщ, внедрение гипербази-

тов; гранитоидный и щелочной магматизм. По геофизическим данным (ГЗС) рассматриваемые структуры характеризуются полосовыми магнитными аномалиями и по сравнению с окружающими их архейскими блоками относительно малой мощностью (до отсутствия) гранитного слоя, высоким положением верхней границы базальтового слоя и поверхности Мохоровичича и (не всегда) наличием разуплотненного слоя в верхней мантии [Новикова А. С., 1975; Логачев Н. А., 1972; и др.], в чем они сходны с современными континентальными рифтами.

К рифею вся центральная часть территории платформы кротноизоировалась. Наступил переходный от протоплатформенного к типично платформенному этап ее развития — этап развития авлакогенов [по А. А. Богданову]. В этот период часть древних — ниже-среднепротерозойских — авлакогенов продолжала развитие, причем некоторые из них даже увеличили протяженность, но все они были уже ниже-среднепротерозойских, т. е. образовались структуры «грабен в грабене» [Валеев Р. Н. — Разломы..., 1977]. Кроме того, сформировались новые, наложенные авлакогены. Возникновение ограничивающих авлакогены разломов происходило не одновременно по всей длине авлакогенов, а с постепенным наращиванием.

В авлакогенах отлагались платформенные по типу красноцветные терригенные и эффузивно-терригенные осадки субиотнийской и иотнийской серий (на Балтийском щите), овручской серии (на Украинском щите, где они прорываются осницкими и пержанскими гранитами с возрастом 1400—1500 млн. лет), терюшевской свиты (в Камско-Бельском авлакогене), троицкой и мизгиревской свит (в Абдуллинском авлакогене). В других рифейских авлакогенах гомологи этих отложений также имеют местные наименования.

В это же время в Южной Швеции формировались толщи двучленного готского и более молодого дальсландского комплексов. Готский комплекс (1420—1685 млн. лет) представлен в низах туфами, игнимбритами и континентальными терригенными породами, а в верхах — красноцветными «дала»-песчаниками; дальсландский (950—1100 млн. лет) — континентальными песчаниками, спилитами, кварцитами, риолитами. Готские породы в Юго-Западной Швеции в районе оз. Веттерн слагают так называемую синклиналь Гиллберта — меридионально вытянутую конседиментационную грабенную структуру, наложенную на ниже-среднепротерозойские образования, а севернее — обширное поле терригенно-эффузивных пород серии Дала, в том числе и «дала»-песчаников, прорванных тесно с ними связанными гранитами Дала. Хёгбом [Högbom A. G., 1916] считает, что осадконакопление этих толщ происходило во впадинах — грабенах, дно которых по мере увеличения мощности отложений постепенно погружалось.

Породы готского комплекса прорываются гранитами рапакви. Это массивы Смоланд, Филипстад и др. Отложения дальсландского комплекса с угловым несогласием и размывом перекрывают готские в синклинали Гиллберта, а севернее образуют самостоятельную меридиональную структуру, наложенную на ниже-среднеархейские образования. Последняя осложнена более поздними надвигами архейских гранитов вдоль как западной, так и восточной границ и разбита серией разломов того же, меридионального простирания, вдоль которых породы милонитизированы и интенсивно дислоцированы. В синклинали Гиллберта дальсландий тоже складчат, но складки простые, линейные, не орогенные. К дальсландию же шведские геологи относят формацию Альмесокра (терригенную с подчиненными карбонатами), развитую юго-восточнее оз. Веттерн среди смоландских и филипстадских (готских) гранитов. Породы формации вдоль нарушающих ее разрывов метаморфизованы, а во всем поле ее развития смяты в открытые килевидные складки, природа которых дискуссионна: одни считают их приразломными, другие допускают орогенное их происхождение. Последнее влечет за собой признание проявления «настоящей орогении» [Докембрий Скандинавии, 1967, с. 143], имевшей место в готское и дальсландское время (в рифее) в Южной Швеции. Породы дальсландского комплекса прорываются мелкими силлами и штоками и связанными с ними пегматитами гранитов Бохус (950—1100 млн. лет), которые севернее поля развития дальсландия слагают крупный меридиональный лакколит Бохус, внедрившийся по региональному меридиональному разлому.

По южной части Норвегии в субмеридиональном направлении протягивается крупный грабен Осло, выполненный верхнепалеозойскими (главным образом пермскими) породами. В настоящее время установлено, что пермский грабен Осло унаследован от рифейско-нижнепалеозойского одноименного грабена [Карбонатиты, 1969; Милановский Е. Е., 1976; Хольтедаль У., 1957; и др.].

Образование протерозойских редкометалльных месторождений фундамента Восточно-Европейской платформы связано с формированием и развитием систем ниже-среднепротерозойских геосинклинальных трогов и верхнепротерозойских — рифейских — авлакогенов. Ниже-среднепротерозойские трогов вмещают поля редкометалльных пегматитов. С формированием средне- и верхнепротерозойских трогов генетически и пространственно связано возникновение редкометалльных приразломных полевошпатовых метасоматитов, скарновых, апогранитовых, щелочно-гранитовых редкометалльных месторождений, гидротермальных редкоземельных альбититов, массивов нефелиновых и щелочных сиенитов с редкометалльной минерализацией, словом, всех остальных генетических типов протерозойского редкометалльного оруденения.

Редкометалльные пегматиты протерозойского возраста известны в пределах всех выступов фундамента Восточно-Европейской платформы, а в отдельных случаях подсечены скважинами и в тех его участках, которые перекрыты платформенным чехлом. Редкометалльная минерализация в пегматитах имеет большей частью лишь минералогический интерес. Пегматиты же разрабатываются (или разрабатывались в прошлом) на кварц (провинция Тамела), кварц и полевые шпаты (пегматиты месторождения Виитаниеми, Каатила и др.), на драгоценные камни (пегматиты Украины).

На Балтийском щите гранитные пегматиты изучались рядом исследователей (А. Е. Ферсманом, Grip D. Naarala J., Калитой А. П. и др.). Они развиты сравнительно широко и представлены как слюдоносными и керамическими пегматитами, так и переходными между слюдоносными и редкометалльными шерлмусковитовыми и собственно редкометалльными пегматитами.

Согласно Л. Л. Гродницкому [1977], все пегматиты Балтийского щита объединяются в восемь поясов (рис. 14): Кольский, Беломорский, Восточно-Карельский, Западно-Карельский, Центральнo-Финский, Финско-Шведский, Датско-Шведский, Шведско-Норвежский. Редкометалльные пегматиты развиты в пределах Финско-Шведского и Кольского поясов, а также в Датско-Шведском и Шведско-Норвежском.

Финско-Шведский пояс протягивается в юго-юго-восточном направлении от Варутреска и Клунтарны в Северной Швеции до Эрьярви и Виитаниеми в Юго-Западной Финляндии. Пегматиты пояса сподуменовые с лепидолитом, с литиевыми фосфатами (амблигонитом, литиофиллитом, сиклеритом), поллуцитом, касситеритом, колумбитом (пегматиты Варутреска, Клунтарны, Хаапалуома, Хуннако, Каатила, Эрьярви, Виитаниеми и др.). Абсолютный возраст их по данным определений разными методами 2000—1650 млн. лет. Пространственно они приурочены к полям развития ниже-среднепротерозойских пород свеко-феннской серии, другими словами, к троговым структурам, выполненным образованиями данной серии. Причем пегматиты с наиболее богатой редкометалльной минерализацией залегают обычно в амфиболитах, габбро и других основных породах (о. Кимито, район Таммела-Сомеро и др.). Редкометалльные пегматиты этого пояса генетически связаны с «посткинематическими» позднесвеко-феннскими калиевыми гранитами. Эти граниты в Швеции именуется гранитами Ревсунд, а в Финляндии — посткинематическими мусковитовыми гранитами [Докембрий Скандинавии, 1967].

Пояс пегматитов Кольского полуострова располагается внутри узкого геосинклинального нижепротерозойского трога, разделяющего архейский Мурманский блок и Кольско-Кейвский синклиниорий. Трог этот именуется еще Колмозеро-Вороньтундровским синклиниорием (см. рис. 14, 15). Трог выполнен эффу-

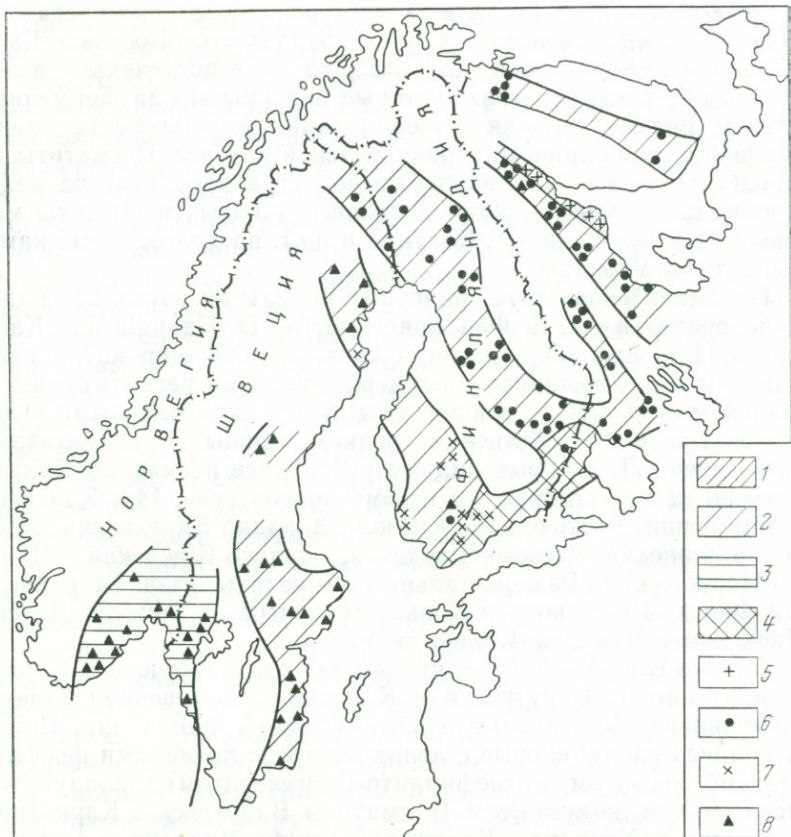
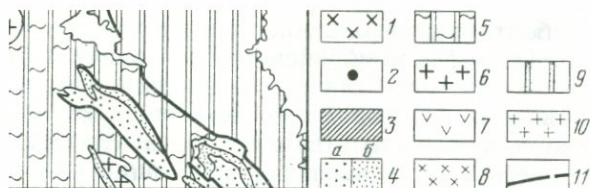


Рис. 14. Размещение докембрийских гранитных пегматитов Балтийского щита. По Л. Л. Гродницкому [1977].  
 Пегматиты формаций: 1 — беломорской 2 — свеко-карельской; 3 — постсвеко-карельской пегматитов рапакиви; 4 — дальсландской. Пегматиты: 5 — мусковитовые с акцессорной редкометальной минерализацией, 6 — шерл-мусковитовые; 7 — редкометальные; 8 — редкометально-редкоземельные

живно-терригенными отложениями полмос-тундровой свиты нижнепротерозойского возраста [Федоров Е. Е., 1972]. Пегматиты локализованы преимущественно в массивах основных пород — метагаббро, амфиболитах — и не обнаруживают непосредственной связи с какими-либо гранитоидами. Вопрос о материнских для них гранитах дискусионен.

Пегматиты Датско-Шведского и Шведско-Норвежского поясов преимущественно редкоземельные (с редкими минералами иттрия, церия, лантана) с подчиненными тантало-ниобатами. Литиевые и цезиевые минералы в этих пегматитах отсутствуют. Возраст пегматитов пояса 1800 и 1400 млн. лет; возможно, в его пределах объединены две группы разновозрастных пегмати-



породы Кольского полуострова. По В. А. Кононовой

нефелиновых сениитов палеозойские: 1 — Ловозерский, 2 — Хивовые комплексы, разновозрастные: 3 — Турий Мыс, 4 — Ковдоба — Салланлатва, 7 — Песочный, 8 — Ингозерский, 9 — Салма-Варака, 11 — Лесная Варака, 12 — Африканда, 13 — Мавругуба, 14 — Салма-Варака, 15 — Себляврский; 3 — конгломераты, песчаники, сланцы, — ранние (а) и поздние (б) карелиды; 5 — архейские блоки, с пегматитовидной складчатостью; 6 — карельские граниты; 7 — карельские осе-леть-Озеро; 8 — карельские основные-щелочные породы; 17 — леть-Озеро; 9 — нерасчлененные архейские образования; 10 — 1 — разломы

финских, распространенных в районе Стокгольма, наблюдающихся южнее. В районе Стокгольмские граниты, с которыми связаны редкиты, слагают многочисленные массивы разных гранитные тела имеют силлообразные формы, е изометричны.

жили часто крупные, сложного внутреннего (месторождения Иттерби, Утё, Финноб, Козраст пегматитоносных гранитов и пегматитов

1700—1800 млн. лет. Те и другие залегают среди верхних толщ свеко-феннской серии [Докембрий Скандинавии, 1967]. Как установлено [Magnusson N. H., 1940], в позднесвеко-феннский период «... общей складчатости... не было», а были движения по разломам и местные поднятия, обусловленные ростом гранито-гнейсовых куполов.

Пегматиты Шведско-Норвежского пояса дальсландские (950—1100 млн. лет). Они особенно обильны в меридиональной полосе, протягивающейся от северного побережья оз. Венерн в Юго-Западной Швеции к юго-востоку до г. Гетеборга. Пегматиты генетически связаны с гранитами Бохус, в виде мелких тел рвущих дальсландий в крайних северных участках его выходов, но в основном развитых севернее (массив Бохус). Граниты Бохус и породы дальсландского комплекса — платформенные (или во всяком случае субплатформенные) образования. Пегматиты располагаются главным образом среди дальсландских осадков в зонах их дислокационного метаморфизма.

В Норвегии гранитам Бохус соответствуют граниты Эстфолль и Идде-фиорд.

В пределах той части Шведско-Норвежского пояса, которая расположена в Норвегии, пегматиты с редкоземельными минералами наблюдаются в районах Конгсберг и Бамбле (западный борт рифейско-нижнепалеозойского и палеозойского грабенов Осло). Докембрийские образования обоих районов весьма своеобразны, интенсивно метаморфизованы и гранитизированы. В районе Бамбле среди них присутствуют метапесчаники, граувакки и аргиллиты, апоэффузивные сланцы и мраморы, которые здесь и особенно в районе Конгсберг превращены в кварциты, кальцифиры, амфиболиты и слюдяные сланцы и пронизаны инъекциями гранитов. Кроме того, наблюдаются метасоматические альбититы и многочисленные пегматиты, а также округлые в плане центрального типа массивы посторогенных гранитов Херефос и Гримстад.

Пегматиты развиты также и в прилегающих к району Бамбле участках района Телемарк, где они располагаются в никеленосных амфиболитах Ивеланн-Эвье. Все рассматриваемые пегматиты двух генераций: синорогенные, без редкометальной минерализации, и посторогенные. Последние генетически связаны с крупными силлоподобными гранитными телами, в которых часто образуют шширообразные выделения и содержат много редких минералов [Докембрий Скандинавии, 1967]. Пегматиты Ивеланн-Эвье тоже редкометальные. Вопрос о материнских для пегматитов гранитах неясен. Вероятно, в качестве посторогенных образований они генетически связаны с посторогенными же гранитами (граниты типа гранитов массивов Херефос, Гримстад, Эстфалль, Идде-фиорд).

В пределах Украинского щита известно несколько районов развития редкометальных пегматитов [Поля редкометаль-

ных ..., 1976]. Пегматиты эти нижнепротерозойского возраста (2—2,3 млрд. лет). Редкометалльная их минерализация имеет аксессуарный характер. Кроме того, известны среднепротерозойские шлировые хрусталеносные пегматиты (в коростеньских гранитах рапакиви) и керамические безрудные пегматиты. Пегматиты пространственно обособляются в два пояса.

Первый пояс приурочен к крупному авлакогену и его северному продолжению, скрытому под чехлом платформенных отложений, где пегматиты обнаружены при бурении [Бурмин Ю. А. и др., 1975]. Пегматиты располагаются среди выполняющих его грабен-синклинали нижнепротерозойских эффузивно-терригенных отложений с железистыми кварцитами [Кушев В. Г., 1960]. На северном продолжении этого авлакогена пегматиты отмечаются среди аналогичных по составу толщ железистых кварцитов, выполняющих сравнительно узкую (первые десятки километров), но протяженную конседиментационную грабен-синклиналь, борта которой представлены блоками архейского фундамента платформы [Бурмин Ю. А. и др., 1975].

Второй пояс редкометалльных пегматитов протягивается по границе архейского срединного массива и его среднепротерозойского складчатого обрамления. Пегматиты приурочены к узкому грабену — геосинклинальному трогу, ограниченному глубинными разломами и выполненному нижнепротерозойскими породами, метаморфизованными в кордиерит-амфиболитовой фации метаморфизма [по Винклеру]. Пегматиты локализованы в массивах амфиболитизированных основных пород и не обнаруживают пространственной связи с гранитными интрузивами.

Редкометалльные полевошпатовые метасоматиты на Восточно-Европейской платформе обнаружены и изучены сравнительно недавно [Галецкий Л. С., 1968; Генетические типы..., 1975; и др.] в двух разобщенных ее районах. В более северном районе полевошпатовые метасоматиты изучались Л. С. Галецким, Л. В. Ганзеевой, Н. П. Заболотной, В. Т. Шацкой, Е. П. Шпановым и другими исследователями. Метасоматиты приурочены к субширотному глубинному региональному разрыву окраинной части выступа фундамента платформы, местами перекрытого маломощным платформенным чехлом. Фундамент представлен архейским протоплатформенным блоком, часть которого вдоль разрыва опущена, образовав узкий шовный прогиб трогового типа. Прогиб выполнен среднепротерозойскими (1700 млн. лет) эффузивно-терригенными отложениями.

В результате позднепротерозойской активизации (протоактивизации, по В. И. Казанскому) выполняющие прогиб породы в зоне разрыва претерпели интенсивный динамометаморфизм: рассланцованы, разгнейсованы, превращены в милониты, катаклазиты. На милониты и катаклазиты наложился процесс щелочного метасоматоза. В результате сформировались слюдино-полевошпатовые метасоматиты (кварц-биотит-микрокли-

новые, кварц-сидерофиллитовые и др.), вторичные кварциты, метасоматизированные граниты с голубым кварцем, своеобразные грейзеноподобные слюдисто-кварцевые метасоматиты, кварц-амазонитовые пегматондные обособления и другие метасоматические породы. В слюдисто-полевошпатовых метасоматитах наблюдаются виллемит, флюорит, циртолит, галенит, молибденит, пирит, магнетит, гидроокислы железа и др. Как правило, слюдисто-полевошпатовые метасоматиты слагают центральные части метасоматических тел, «граниты» с голубым кварцем и вторичные кварциты — их периферию. Грейзеноподобные и различные жильные образования встречаются преимущественно в центральных частях слюдисто-полевошпатовых метасоматитов.

Во втором, более южном районе метасоматиты, содержащие редкометалльную минерализацию, приурочены к зоне активизации, разграничивающей архейско-нижнепротерозойский выступ фундамента платформы и верхнепротерозойский геосинклинальный трог (авлакоген). Выступ в районе распространения метасоматитов сложен нижнепротерозойскими гнейсами, амфиболитами, эффузивами кислого и среднего состава, кварцитами и алюмосиликатными сланцами, прорванными протерозойскими же гранитами и дайками аплитов и диабазов [Генетические типы..., 1975]. Выступ ограничен глубинными разломами. Метасоматиты приурочены к пересечению северо-западного разрыва, ограничивающего выступ, северо-восточным нарушением, которое залечено мощной дайкой диабазов.

Метасоматиты представлены кварц-альбитовыми, кварц-амфибол-альбитовыми разностями, по составу соответствующими альбитизированному граниту или окварцованному снениту, когда они располагаются в пересекаемых дайкой гранитах, и существенно альбитовыми породами с бастнезитом, лейкофаном, флюоритом, галенитом, сфалеритом и др., когда они сформированы за счет диабазов. Сами диабазы по периферии метасоматических тел амфиболитизированы и альбитизированы с деанортитизированным плагиоклазом. Метасоматиты обоих месторождений характеризуются повышенной радиоактивностью вследствие содержания в них аксессуарных количеств торита (оранжита) и реже других радиоактивных минералов [Генетические типы..., 1975].

Протерозойские скарновые, гидротермальные и апогранитные редкометалльные породы известны на платформе в пределах Балтийского щита. Особенности их пространственного размещения изучались С. Б. Лобач-Жученко, К. О. Кратцем, Ж. Д. Никольской и Л. И. Гордиенко, В. С. Свириденко, Р. А. Хазовым и другими исследователями. Описание их приводится в основном по материалам Ж. Д. Никольской и Л. И. Гордиенко [1977].

Рассматриваемые образования развиты в южной части Карелии в пределах среднепротерозойского (позднекарельского)

Ладожского прогиба — крупной структуры запад-северо-западного простирания. Прогиб развился на опущенном по разрывам архейском основании беломорид вдоль ослабленной зоны расколов южной периферии жесткого Карельского архейско-нижнепротерозойского блока и представляет собой шовную структуру трогового характера. Он выполнен амфиболовыми сланцами, филлитами, амфиболитами, мраморами, кварцитами, апоэффузивными сланцами, кварц-биотитовыми кристаллическими сланцами ладожской серии, подразделяющимися на две согласно залегающие толщи: нижнюю эффузивно-терригенно-карбонатную (диабаз-терригенно-карбонатную) в составе питкярантской и соанлахтинской свит и верхнюю терригенную (флишиондную) в составе свит контиосари, натселька, пялкъярви, илола. Снос материала в Ладожский прогиб шел с Карельского блока. Породы днища трога обнажаются в нем в виде так называемых окаймленных гранито-гнейсовых куполов. Эти купола представляют собой диапирового характера поднятия днища, своим появлением в толщах троговых отложений обусловленные всплыванием насыщенных гранитной магмой его участков. При формировании, в котором участвуют и позднепротерозойские граниты, купола приподнимают и частично прорывают породы трогового комплекса (ладожской серии). Впоследствии на территории Ладожского прогиба развился меньших размеров верхнепротерозойский Салминский приразломный прогиб, т. е. образовался прогиб в прогибе.

Породы ладожской серии прорваны мелкими телами позднекарельских диоритов, габбро, плагиогранитов, гнейсовидными тимонеарскими и импиниевскими плагиогранитами (1875 млн. лет), мигматитами и гнейсо-гранитами (1815 млн. лет), малыми телами пегматоидных и аплитовидных гранитов (1857—1897 млн. лет), габбро и верлитами (1730 млн. лет), гранитами рапакиви (1555—1720 млн. лет) и, наконец, малыми телами лейкократовых гранитов и апогранитов (1570—1420 млн. лет). Среди интрузивных пород интерес представляют малые тела пегматоидных и аплитовидных гранитов, лейкократовых гранитов и апогранитов, а также граниты рапакиви.

Массивы аплитовидных и пегматоидных гранитов, локализованные преимущественно в осевой части Ладожского прогиба, нередко микроклинизированы, альбитизированы, грейзенизированы. В грейзенах отмечаются аксессуарные берилл, хризоберилл, бертрандит, барилит. Грейзены нередко накладываются на связанные с этими же гранитами шеелитоносные скарны и скарны с редкометальной оловянной минерализацией. Среди скарнов отмечаются пироксеновые, везувиан-пироксеновые, гранат-пироксеновые, пироксен-плагиоклазовые разности. Скарны главным образом апокарбонатные, реже апосиликатные. Возраст оруденения среднепротерозойский (1765—1620 млн. лет).

Необходимо отметить, что редкометальная минерализация скарново-гидротермального типа в связи с данными аплитовидными и пегматоидными гранитами генетически весьма сходна с более поздним редкометальным оруденением Питкярантского и Кительского оловянно-полиметаллических (медь, цинк, железо) месторождений, генетически связанных с лейкократовыми гранитами и апогранитами, рвущими граниты рапакиви или, по данным других исследователей [Хазов Р. А., 1973], с гранитами рапакиви Салминского массива, которые содержат повышенные (в 2—3 и более раз против кларковых) содержания олова, вольфрама, ниобия, фтора, редких земель и др.

Граниты рапакиви слагают крупный Салминский массив, расположенный в северо-восточном борту Ладожского прогиба и приуроченный к ограничивающему прогиб крупному древнему, не раз активизировавшемуся разлому. Лейкократовые граниты и апограниты образуют мелкие тела в западной части массива и его ближних экзоконтактах. Их размещение контролируется зонами разрывов главным образом субширотного простирания, параллельных разрыву, контролирующему положение Салминского массива. Эти граниты интенсивно микроклинизированы, альбитизированы, грейзенизированы. Их метасоматически переработанные разности (особенно грейзенизированные граниты) содержат в акцессорных количествах бастнезит, топаз, касситерит, ортит, циркон, гранат, колумбит, гематит и ильменит и сходны с альбитизированными и грейзенизированными гранитами других регионов.

В Финляндии в Лайтилском массиве рапакиви тоже отмечаются подобные лейкократовые граниты и апограниты, содержащие касситерит, колумбит, топаз, монацит, бериллиевые минералы в грейзенизированных участках [Naarala I., 1974].

Питкярантское и Кительское месторождения детально изучены и описаны. Они локализованы в карбонатных отложениях питкярантской свиты ладожской серии, обрамляющих гнейсогранитовый Койринойя-Питкярантский купол днища прогиба, в виде диапира протыкающий отложения серии, в экзоконтакте Салминского массива, прорванного в районах месторождений дайками и мелкими телами альбитизированных лейкократовых гранитов (апогранитов). Карбонатные отложения в экзоконтакте массива скарнированы, далее от контакта превращены в кальцифиры.

Полиметаллическое оруденение локализуется в скарнах, а редкометальное — в наложенных на скарны полевошатовых метасоматитах, в апокарбонатных и апосиликатных грейзенах, в самих апогранитах, иногда в сланцах ладожской серии. Рудные залежи стратиформные либо столбообразные, в последнем случае они приурочены к узлам пересечения разрывов. Редкометальная минерализация представлена акцессорными гельви-

ном и гентгельвином, фенакитом, даналитом, берtrandитом, хризобериллом, ксенотимом.

Протерозойские карбонатиты в пределах платформы известны на Балтийском щите. Кроме того, недавно эндогенные карбонатные породы с аксессуарным пирохлором были обнаружены на Украинском щите, где они локализованы в зоне разрыва, обрамляющего один из нижнепротерозойских геосинклинальных трогов. Ультраосновные породы в ассоциации с карбонатными пока не обнаружены. Абсолютный возраст карбонатитов Украинского щита еще не определялся, предположительно они относятся к докембрийским.

Пространственное положение карбонатитов Украинского щита достаточно определено: они приурочены к архейскому разрыву, ограничивающему нижнепротерозойский трог, и, по видимому, сформировались в период протоактивизации, по В. И. Казанскому [1975], этого разрыва, во всяком случае после завершения процесса осадконакопления в трогое.

На Балтийском щите известны протерозойские и рифейско-нижнепалеозойские карбонатитовые комплексы. Некоторые из них вмещают промышленные тантал-ниобиевые месторождения (массив Сёв и др.). Кроме редкометальных здесь известны также того же возраста массивы ультраосновных-щелочных пород с карбонатитами, не содержащими сколько-нибудь заметного тантал-ниобиевого оруденения или характеризующимися лишь аксессуарными количествами тантало-ниобатов. Особенности размещения всех массивов карбонатитов Балтийского щита сходны. Время формирования многих из них достаточно длительно и колеблется в пределах от многих десятков до первых сотен млн. лет [Кононова В. А., 1976], что типично для большинства массивов щелочных пород различных районов их развития.

Протерозойские ультраосновные-щелочные комплексы с карбонатитами на щите единичны. Это массив Сиилиньярви, сложенный сениитами, глиммеритами и карбонатитами с абсолютным возрастом 2230—2530 по амфиболу и 1785—1950 млн. лет по биотиту [Кононова В. А., 1976; Puustinen K., 1972] и расположенный в Восточной Финляндии. Сведений о положении массива в структурах щита в нашем распоряжении не имеется.

Рифейско-нижнепалеозойские карбонатитовые комплексы известны в двух районах: в Южной и Юго-Восточной Швеции (массивы Фён или Сёв и Альнё) и на северо-востоке щита — на Кольском полуострове (Турий мыс, Ковдор и др.) и в прилегающих к нему районах Финляндии (Инваара, Сокли) (рис. 16) [Кононова В. А., 1976]. С массивом Фён связано небольшое ниобиевое (с попутным танталом) месторождение Сёв. Месторождение находится в 120 км юго-западнее г. Осло и в 2 км западнее палеозойского грабена Осло, вытянутого в северо-восточном направлении. Возраст пород массива (разные определе-

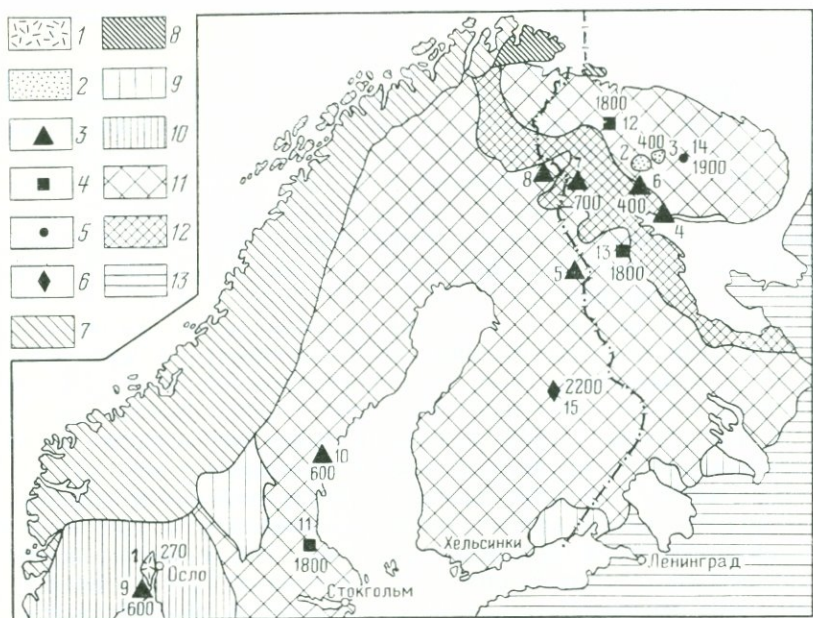


Рис. 16. Щелочные породы Балтийского щита. По В. А. Кононовой [1976]. 1 — щелочные сиениты и базальт-трахитовые лавы грабена Осло (1), 2 — щелочные породы Хибинского (3) и Ловозерского (2) массивов; 3 — карбонатитовые комплексы; 4 — Турнй Мяс, 5 — Инваара, 6 — Салмагорский, 7 — Ковдор, 8 — Сокли, 9 — Фён, 10 — Альнё; 4 — основные-щелочные породы: 11 — Алямунге, 12 — Гремяха-Вырмес, 13 — Ельть-Озеро; 5 — щелочные граниты и сиениты; 14 — Сахариокский массив; 6 — глиммериты, сиениты, карбонатиты массива Сиулиньярви (15); 7 — каледониды; 8 — байкалиды; 9 — позднекаральские структуры (иотнийский комплекс); 10 — готиды, 11 — карелиды и свекофенниды; 12 — области раннеархейской складчатости — беломориды; 13 — чехол Европейской платформы. Цифры около номера массива — возраст в млн. лет

ния) от 413 до 603 млн. лет, в среднем 565 млн. лет [Кононова В. А., 1976; Карбонатиты, 1969]. Массив сформировался в разломе, параллельном западной границе докембрийского Балтийского щита. Этот разлом — один из составляющих зоны разломов, ограничивавших позднедокембрийско-нижнепалеозойский рифт — грабен Осло, на месте которого заложился впоследствии одноименный верхнепалеозойский грабен [Барт Т., Рамберг И. — Карбонатиты, 1969]. Размер массива в плане около 5 км<sup>2</sup>. Ядро сложено различными карбонатными породами — кальцитовыми (сёвиты), анкерит-доломитовыми (раухогит) и гематит-кальцитовыми (рёдберг) карбонатитами, содержащими редкометалльную минерализацию.

На продолжении рифейско-нижнепалеозойского грабена Осло к северу располагается массив Альнё, непосредственно приуроченный к разлому северо-восточного простирания. Массив Альнё находится на северо-восточном побережье Швеции, в основном к северу от одноименного острова и занимает северо-

восточную часть острова. Общая площадь выходов его пород 25 км<sup>2</sup>. Около 65% площади массива располагается под водами Балтийского моря, где он лишь частично вскрыт скважинами. Массив известен с 1895 г. Первоначальные представления о его генезисе к настоящему времени полностью пересмотрены. Массив сложен нефелиновыми сиенитами, а в центральной части — грубозернистыми карбонатитами (сёвитами). Сёвиты в виде сложной формы дайкообразных конических тел залегают среди нефелиновых сиенитов, а также во вмещающих сиениты фенитизированных архейских гранито-гнейсах и мигматитах. Кроме сёвитовых даек наблюдаются также конические дайки мелилитовых базальтов и кимберлитов. Архейские гнейсы и мигматиты секутся пегматитами, иотнийскими порфирами, дайками долеритов с метаморфизованными до слюдистых сланцев реликтами граувакк [Карбонатиты, 1969]. Абсолютный возраст пород массива 590—570 млн. лет [Кононова В. А., 1976; Карбонатиты, 1969].

Грабен Осло, к которому тяготеет массив, — палеорифтовая структура длительного развития [Милановский Е. Е., 1976]. Эта структура как отрицательная линейная форма начала развитие уже в конце рифея [Беляевский Н. А., 1963; Хольтедаль У., 1957]. Днище впадины опускалось постепенно: мощность кембрийских отложений в ней 120 м, ордовика — 530 м, силура — 650 м, даунтона — более километра. В процессе каледонской складчатости покров норвежских каледонид перекрыл ее северную часть, а выполняющие ее платформенные по типу нижнепалеозойские отложения были слабо дислоцированы [Милановский Е. Е., 1976]. Верхнепротерозойский (пермский) грабен Осло меньше рифейско-нижнепалеозойского и наложен (унаследован) на последний. В северном и северо-восточном направлении он наращивается системой верхнепалеозойских же грабенов восточной части Балтийского щита, с формированием которых связано образование ряда карбонатитовых и нефелин-сиенитовых массивов [Милановский Е. Е., 1976; Беляевский Н. А., 1963]. Эти структуры располагаются главным образом на Кольском полуострове, где они в какой-то мере наследуют позднекарельский троговый прогиб, вмещающий редкометалльные пегматиты. В зоне перехода от северо-восточных структур грабена Осло к субширотным запад-северо-западным структурам палеозойских грабенов Кольского полуострова вдоль разломов широтного простирания располагаются рифейско-палеозойские массивы ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов (Вуориярви, Ковдор, Салмагорский, Ингозерский и др.) (см. рис. 16).

Грабенообразные опускания рифейско-нижнепалеозойского периода вдоль этих разломов не зафиксированы, но их древнее архейское заложение и омоложение в позднем докембрии — начале палеозоя, а затем и в верхнем палеозое сомнений не

вызывают [Кононова В. А., 1976; Кухаренко А. А., 1967; и др.].

Протерозойские нефелиновые и щелочные сиениты в пределах Русской платформы известны на Балтийском и Украинском щитах. В некоторых случаях они сопровождаются акцессорной редкометальной минерализацией. На Балтийском щите это Ельтьозерский, Гремяха-Вырмесский и Алямунгский массивы среднепротерозойских основных и щелочных пород и Сахариокский массив миаскитовых и нефелиновых сиенитов, на Украинском — ниже-среднепротерозойский Октябрьский массив миаскитовых и нефелиновых сиенитов. В составе массивов Ельть-Озеро, Гремяха-Вырмес, Алямунге кроме нефелиновых сиенитов, габбро, перидотитов и анортозитов участвуют ювиты, ийолиты, мельтейгиты, уртиты. Поэтому В. А. Кононова [1976] и другие исследователи относят эти массивы к ультраосновной-щелочной карбонатитовой формации.

Пространственное положение всех массивов определяется их приуроченностью к зонам долгоживущих разломов архейского заложения и формированием их в период протоактивизации (докембрийской активизации) позднекарельского (1700—1800 млн. лет для массивов Гремяха-Вырмес, Ельть озеро, Алямунге), вообще среднепротерозойского (1740—1950, в среднем 1800 млн. лет для Октябрьского и Сахариокского массивов) времени [Кононова В. А., 1976; Щелочные провинции..., 1974; и др.]. О морфоструктурах ослабленных зон, вмещающих эти массивы и существовавших в период формирования массивов, судить трудно, так как в настоящее время районы их развития относительно глубоко эродированы.

Протерозойские щелочные граниты с акцессорной редкометальной минерализацией известны на Балтийском щите в Швеции, Финляндии и в СССР (на Кольском полуострове). Всюду они располагаются в разломах, ограничивающих грабены — геосинклинальные трогги. Так, на Кольском полуострове, где выделяются архейский Мурманский блок и нижепротерозойский геосинклинальный трог, осложненный Центрально-Кольским антиклинорием, сложением архейскими породами, и унаследованный поздне-среднепротерозойским Имандра-Варзгским геосинклинальным трогом, щелочные граниты приурочены к разрыву, ограничивающему Центрально-Кольский антиклинорий и сопряженному с поперечным северо-северо-восточным разрывом. Абсолютный возраст гранитов и их пегматитов позднекарельский (среднепротерозойский).

**Азия.** На Сибирской платформе развиты следующие потенциально редкометально рудоносные эндогенные породы: нижепротерозойские гранитные пегматиты, среднепротерозойские приразломные полевошпатовые щелочные метасоматиты и щелочные граниты, позднедокембрийские карбонатиты и щелочные и нефелиновые сиениты. В отдельных районах с этими породами связано редкометальное оруденение [Фролов А. А., 1973; и др.].

Фундамент Сибирской платформы сложен архейскими и протерозойскими комплексами метаморфических образований. В отличие от Русской платформы здесь шире развиты поздне-нижнепротерозойские — байкальские — складчатые комплексы, которые, как принято считать [Смирнова М. Н., 1971], слагают Енисейское, Туруханское, Восточно-Саянское краевые поднятия и Байкальскую складчатую область, включающую Восточное и Западное Прибайкалье, Северо-Байкальское и Патомское нагорья, Олекмо-Витимскую горную страну, Витимское плоскогорье и Становой хребет. Платформенный чехол на Сибирской платформе, считалось, начал образовываться в верхнем протерозое, а на байкалидах — в венде.

Однако в последнее время в связи с новыми фактическими данными существующие представления о строении фундамента платформы пересматриваются. Так, установлено [Клитин М. А. и др., 1970; Косыгин Ю. А., 1964; Лейтес А. М., Федоровский В. С., 1968], что северная часть Байкальской складчатой области не миогеосинклиналь байкалид, а эпиархейская (Кодаро-Удоканская зона) и эпিনিжнепротерозойская (Чуйско-Патомская зона) платформа, раздробленный фундамент которой перекрыт чехлом нижнепротерозойских (в первой зоне) и венд-среднепротерозойских (во второй) отложений. Эти отложения лежат в основном полого и лишь на отдельных участках складчаты. Но складчатость имеет конседиментационный, приразломный и магматогенный характер. Таким образом, северная часть Байкальской складчатой области — это древняя платформа, в пределах которой платформенный чехол сформировался уже в среднем протерозое, а в восточной ее части — на территории Кодаро-Удоканской зоны — даже в нижнем протерозое (рис. 17). Здесь в нижнем протерозое существовал протоплатформенный Кодаро-Удоканский прогиб. Становой хребет по современным представлениям тоже не является частью Байкальской складчатой области. Он представляет собой архейский блок, структура которого переработана в процессе протерозойской орогении.

Занимающая всю северную часть «Байкальской складчатой области» добайкальская платформа отделяется от конформных ее краю протерозойских складчатых геосинклинальных сооружений мощной глобальной Байкальской ослабленной зоной разрывов архейского заложения, которая восточнее продолжается соизмеримой с ней по мощности зоной Станового разлома. Последняя отделяет архейский Алданский щит от структур Становика, тоже архейских, хотя позднее и переработанных (рис. 7 и 18).

Байкало-Становая ослабленная зона в целом имеет широтное простирание с дугообразным изгибом к северу, в сторону Вилюйского (Уринского) авлакогена. Она характеризуется мелкоблоковым внутренним строением (с наличием блоков обна-

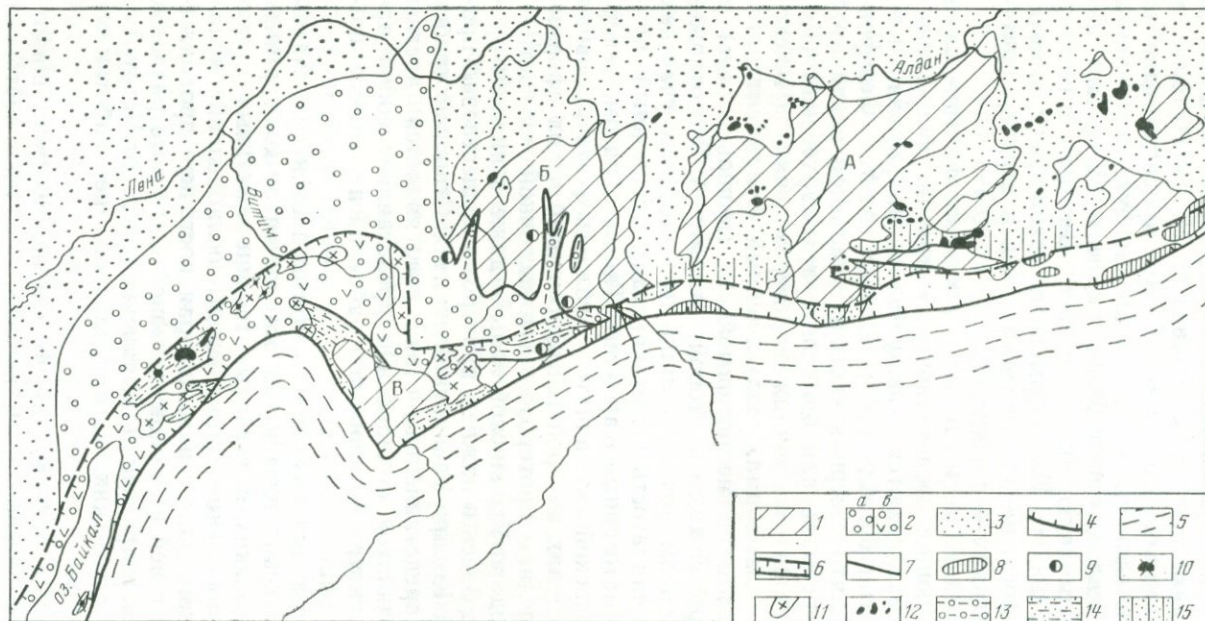


Рис. 17. Размещение щелочных пород в южной части Сибирской платформы.

1 — выступы архейского фундамента платформы; А — Алданский щит, Б — его западная часть, В — Муйские глыбы; 2 — Байкальская область развития протерозойских отложений; а — протоплатформенного, б — эвгеосинклинального (трогового?) типа; 3 — палеозойский платформенный чехол; 4 — южная граница платформы, по Ю. С. Косыгину и др. [Основные структурные элементы..., 1962]; 5 — структуры обрамления Сибирской платформы; 6 — Байкало-Становая ослабленная область; 7 — главнейшие трого- и рифтообразующие разломы; 8 — верхнеархейские анортозиты; 9 — протерозойские приразломные щелочные метасоматиты; 10 — верхнепалеозойские щелочные и нефелиновые сиениты; 11 — верхнепалеозойские субщелочные гранитоиды; 12 — мезозойские щелочные и нефелиновые сиениты и субщелочные гранитоиды; 13 — нижнепротерозойские геосинклинальные трюги; 14 — палеозойские шовные прогибы палеозойской рифтовой системы; 15 — мезозойские нормальные и односторонние грабены мезозойского рифта

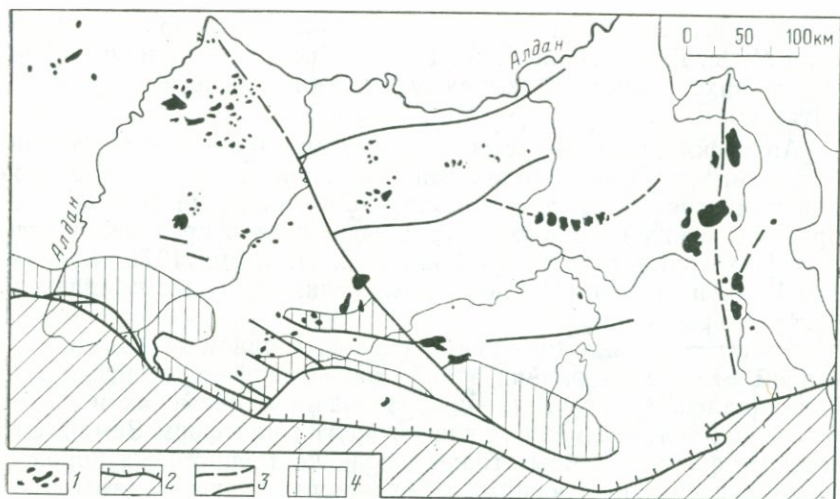


Рис. 18. Щелочные породы Алданского щита. Деталь рис. 17.

1 — щелочные и нефелиновые сиениты, субщелочные гранитоиды; 2 — структуры обрамления Сибирской платформы и ее южная граница; 3 — главнейшие разломы, прослеженные и предполагаемые по геофизическим данным; 4 — главнейшие впадины мезозойского рифта

женного фундамента), перепадом мощностей земной коры, сейсмичностью, широким проявлением разновозрастного магматизма. В разные периоды геологической истории (рифей — нижний палеозой, мезозой, кайнозой) в ее пределах существовали крупные грабены — депрессии типа рифтовых долин и разделяющие их горсты [Салоп Л. И., 1967; Музис А. И., 1970; Архангельская В. В., 1974]. По характеру исторического развития и тектоно-магматическим особенностям эта зона может быть отнесена к неоднократно обновляющимся зонам тектоно-магматической активизации [Основные структурные элементы..., 1962; Архангельская В. В., 1974]. Согласно современным представлениям она является южной границей Сибирской платформы.

Строение добайкальского фундамента Сибирской платформы гетерогенное. Он состоит из архейских кратонов — выступов (Алданский щит, Становая область, Шарыжалгайский выступ и др.) и разделяющих их краевых (перикратонных) впадин — опусканий (Кодаро-Удоканский, Улкано-Билякчанский и др. прогибы), выполненных мощной толщей нижнепротерозойских отложений протоплатформенного чехла, метаморфизованных в зеленосланцевой фации метаморфизма [Основные структурные элементы..., 1962 и др.]. Породы архейских кратонов характеризуются абсолютным возрастом более 2,3 млрд. лет. Отдельные определения дают 3,5 млрд. лет [Глуховский М. З., Павловский Е. В., 1973]. В их пределах обнару-

жены структуры типа гранито-гнейсовых куполов [Глуховский М. Э., Павловский Е. В., 1973] и (недавно) типичные формации архейских зеленокаменных поясов с железистыми кварцитами.

Архейские выступы рассечены узкими глубокими геосинклинальными трогами, отходящими от перикратонных прогибов или самостоятельными и выполненными нижними горизонтами протерозойских отложений, отсутствующими в пределах прогибов. Некоторые геологи [Миرونюк Е. П. и др., 1971; Кудрявцев В. А. и др., 1971] относят отложения троговых комплексов к верхнеархейским.

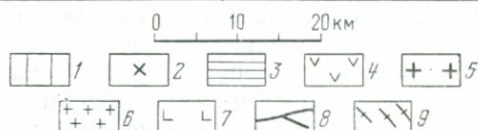
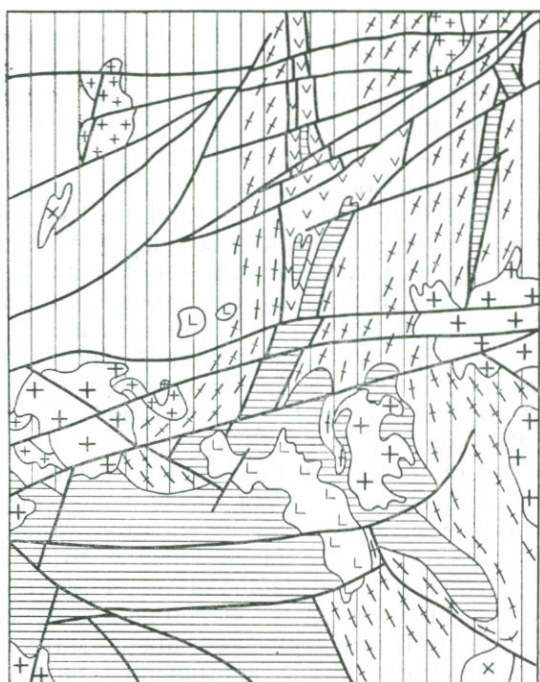
Состав троговых отложений сходен, с одной стороны, с составом отложений ранних этапов развития фанерозойских геосинклиналей, а с другой,— с образованием архейских и протерозойских зеленокаменных поясов других платформ Земли. Это мощные флишеподобные толщи первично терригенных пород, в нижних частях прослоенные эффузивами трахит-андезитового, андезит-базальтового состава, их туфами, силлами основных и ультраосновных пород. Отложения трогов, как правило, метаморфизованы в низких ступенях амфиболитовой фации и превращены в гнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты. В центральных частях наиболее мощных трогов метаморфизм пород понижается до зеленосланцевой фации. Трoghi ограничены глубинными разломами архейского заложения и осложнены многочисленными поперечными дизъюнктивными нарушениями (рис. 19).

Породы трогов смяты в центральных частях в пологие, а в периферических— в более крутые складки, имеющие характер конформационных, приразломных, магматогенных и других деформаций, в том числе и обусловленных всплыванием гранито-гнейсовых куполов [Троговый комплекс..., 1976]. Многие, а особенно мелкие геосинклинальные трoghi выражены морфологически в виде узких депрессий с более или менее крутыми бортами. Наиболее крупные трoghi вытянуты на 300—400 км при ширине 40—50 км. Небольшие трoghi имеют размеры в среднем  $30\text{—}40 \times 8\text{—}4 \text{ км}^2$ . Простираение трогов в разных районах фундамента платформы разное: северо-западное и субмеридиональное, а также субширотное.

Во всех случаях их простираение направлено под углом к преимущественно северо-восточному простираению архейских образований первичных архейских кратонов, в отдельных случаях [Архангельская В. В., Орлов И. Б., 1974] в днищах трогов вскрываются гранито-гнейсовые купола, в составе которых присутствуют архейские парапороды. Оба обстоятельства свидетельствуют в пользу существования в архее, по крайней мере на южной территории современной платформы, единого кратона, раздробленного к началу нижнего протерозоя на различным образом гипсометрически ориентированные блоки.

Рис. 19. Расположение протерозойских геосинклинальных трогов в западной части Алданского щита. По М. З. Глуховскому [1969 г.], схематизировано автором. Деталь рис. 17.

1 — архейские метаморфические породы; 2 — архейские граниты; 3 — нижнепротерозойские метаморфизованные отложения, 4 — поля преимущественного развития нижнепротерозойских гипербазитов и ортоамфиболитов; 5 — нижнепротерозойские пегматитоносные граниты; 6 — верхнепротерозойские щелочные и нефелиновые сиениты; 7 — верхнепалеозойские слениты; 8 — разрывы; 9 — зоны верхнеархейской и нижнепротерозойской гранитизации архейских пород



В рифейско-нижнепалеозойский период, на Сибирской платформе переходный от протоплатформенного к типично платформенному режиму, на эпипротерозойской платформе возникли рифейско-нижнепалеозойские трогов (авлакогены). Они лишь в отдельных случаях унаследовали протерозойские, большинство же заложилось вдоль новых разломов. Таковы авлакогены так называемой Даванской зоны смятия в районе Западного Прибайкалья, Токкинский авлакоген в восточной части Алданского щита, так называемый Предстановой прогиб, Верхне-Каларская депрессия и др. Системы рифейско-нижнепалеозойских авлакогенов в целом имели иное, чем протерозойские палеоавлакогены, простираение: наиболее протяженные системы были субширотные (см. рис. 17) и располагались в пределах Байкальской ослабленной зоны. Впоследствии эти авлакогены частично были унаследованы верхнепалеозойско-мезозойскими рифтами, а затем кайнозойскими грабенами современной Байкальской рифтовой системы.

Установлено, что редкометалльные пегматиты встречаются в отложениях протерозойских троговых комплексов и возникли в

инверсионные этапы развития трогов, когда опускания их днищ сменились поднятиями и имел место дислокационный метаморфизм [Архангельская В. В., Орлов И. Б., 1974; Солодов Н. А., 1977; Поля редкометалльных..., 1976; и др.]. Поскольку троговые структуры линейные, пегматитовые поля тоже вытягиваются линейно, друг за другом, образуя пегматитовые пояса.

Среднепротерозойские приразломные щелочные полевошпатовые метасоматиты и щелочные граниты формировались в период протоактивизации тех же троговых структур, выразившейся в дизъюнктивных движениях, приразломно-дислокационном метаморфизме пород трогового комплекса и в метасоматозе [Казанский В. И., 1975; Архангельская В. В., 1974]. Карбонатитовые же комплексы располагаются в трогах — палеоавлакогенах позднедокембрийско-нижнепалеозойского времени, унаследованных с протерозоя или возникших вновь [Стоялов С. П., 1961; Фролов А. А., 1974].

Для многих пегматитовых полей платформы устанавливается пространственная связь пегматитов с материнскими для них гранитами. Тела пегматитов отходят от гранитных материнских массивов на расстояние до 3—5 км, при этом по мере удаления от них наблюдается четко проявленная зональность, отмеченная еще А. Е. Ферсманом и всеми последующими исследователями. Материнские для пегматитов граниты обычно нормальной или слабо повышенной щелочности. В отложениях троговых комплексов они слагают плитообразные тела, лополиты, штоки и лакколлиты мощностью до 1—2 км; согласные с залеганием вмещающих пород силлы мощностью до 200 м, являющиеся апофизами лакколлитов и лополитов, и, наконец, своеобразные межформационные массивы — «панцири», обрамляющие гранито-гнейсовые купола днищ геосинклинальных трогов и имеющие мощность сотни метров (рис. 20). В архейских породах, подстилающих отложения троговых комплексов, эти граниты встречаются в виде мелких даек и трещинных тел. Пегматитовые поля залегают в породах разного состава, но жилы редкометалльных пегматитов располагаются, как правило, в основных породах, чаще всего в амфиболитах, образовавшихся как по габбро и гипербазитам, так и по основным эффузивам.

В тех случаях, когда поля непосредственно примыкают к тектоническим зонам, ограничивающим геосинклинальные троговые падения пегматитовых жил крутое. Они линейно вытянуты и характеризуются весьма сложным внутренним строением, отсутствием четкой зональности, пестрыми текстурами, свидетельствующими о многостадийном их развитии в условиях многократно проявлявшейся внутриминерализационной тектоники. Пегматиты, расположенные на некотором удалении от бортов трогов, обычно пологопадающие с более четко проявленной зональностью.

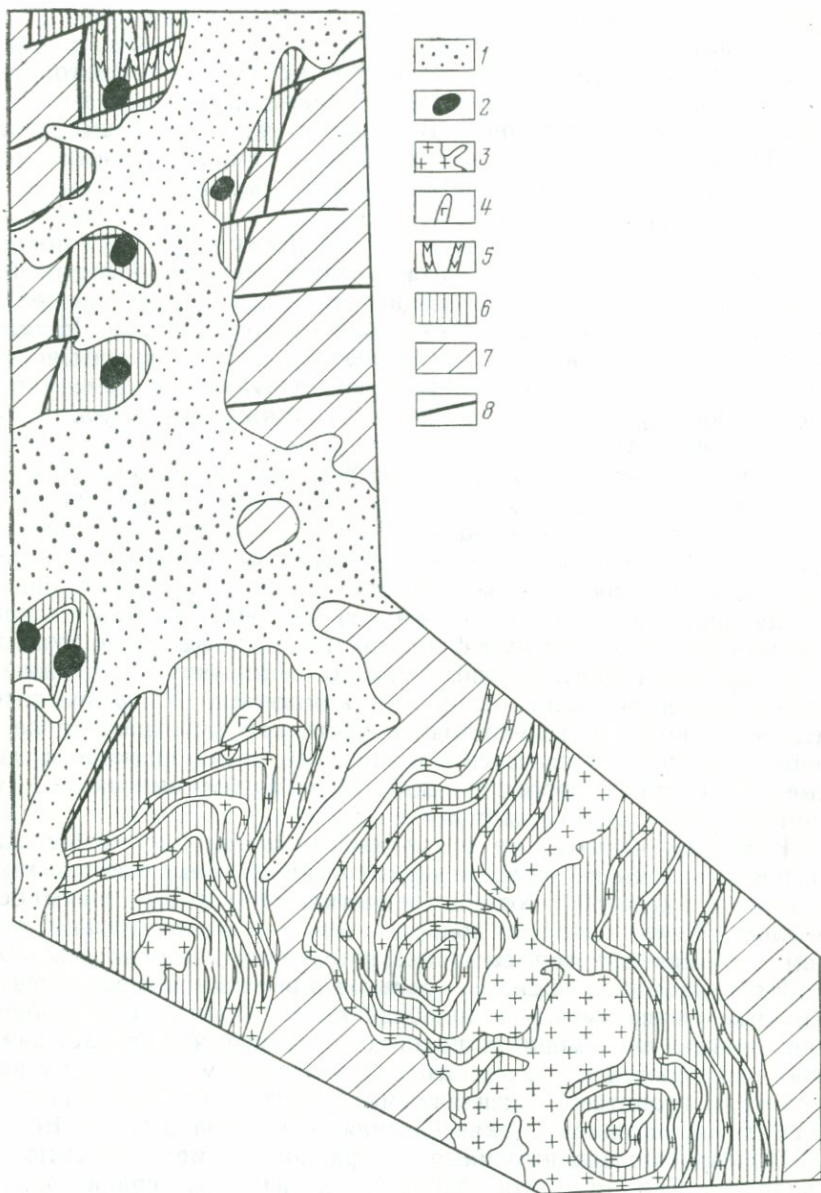


Рис. 20. Размещение гранитов и их пегматитов в нижнепротерозойском трого Сибири. Деталь рис. 19. По В. В. Архангельской и И. Б. Орлову [1974].  
 1 — четвертичные отложения; 2 — пегматитовые поля; 3 — граниты, материнские для пегматитов; 4 — пироксениты, габбро; 5 — апоэффузивные амфиболиты; 6 — отложения трогового комплекса; 7 — гранито-гнейсовые купола дна трого (южная часть схемы) и архейские породы бортов трого; 8 — разрывы

В качестве примера рассмотрим небольших размеров геосинклинальный трог ( $40 \times 8 - 6 \text{ км}^2$ ), изученный автором (см. рис. 20). Он интересен тем, что его южная часть благодаря движениям по осложняющим трог поперечным разрывам поднята относительно северной. В северной части трог выполнен апоэффузивными и апопесчаниковыми метаморфическими породами, прослоенными sillами амфиболизированных диабазов и мелкими телами перидотитов.

Отложения трогового комплекса залегают полого синклинально (конседиментационная синклиналь) и метаморфизованы в центре трого в зеленосланцевой фации, а в прибортовых частях трого — в низких ступенях амфиболитовой фации. Пегматитовые поля в этой части трого редки, но представлены пологозалегающими редкометалльными пегматитами, которые тяготеют к прибортовым частям трого, а также шерл-мусковитовыми пегматитами.

В южной части трого обнажаются гранито-гнейсовые купола его днища и межформационные (залегающие между днищем трого и породами, его выполняющими) тела пегматитоносных гранитов. Массивы имеют форму плоских лакколитов и сопровождаются массой мощных апофиз — силлов, прослаивающих толщу трогового комплекса отложений, представленных здесь существенно терригенными фациями. Гранито-гнейсовые купола и лакколиты гранитов куполообразно деформируют первоначально пологолежащие отложения комплекса. В результате между лакколитом юго-восточной части карты и гранито-гнейсовым куполом, расположенным западнее, возникли чашеобразные синклинали второго порядка с крутыми бортами и плоским почти горизонтальным «ядром».

В южной части трого пегматитовые жилы многочисленны, но представлены в основном керамическими (микроклиновыми) и реже шерл-мусковитовыми пегматитами с аксессуарным бериллом. Жилы залегают полого, секут под очень острыми углами вмещающие породы; реже встречаются крутые жилы.

Наиболее мощные sillы гранитов в верхних или реже центральных частях имеют шпирообразные пегматоидные обособления, а пегматиты мощных пологозалегающих жил в лежащих боках сменяются пегматоидными и далее нормальными мусковитовыми гранитами, идентичными гранитам материнских для пегматитов массивов [Архангельская В. В., Орлов И. Б., 1974].

Полевошпатовые щелочные приразломные метасоматиты в пределах Сибири были открыты и изучены сравнительно недавно в двух районах [Гинзбург А. И. и др., 1973; Особенности проявления..., 1972]. В первом районе они танталоносные, во втором — бериллиеносные. Метасоматиты первого района амфибол-эгириновые, амфибол-биотитовые и биотитовые, минерально-петрографически соответствуют щелочным гранитам, граносенитам; сопровождаются аксессуарной тантал-ниобие-

вой, циркониевой, редкоземельной минерализацией и слагают два тела [Архангельская В. В., 1974]. В одном из них законсервирован благодаря роговикам экзоконтакта ксенолит дайки диорит-порфиритов. Возраст последних 1575±100 млн. лет, а пород, вмещающих метасоматиты, 1900—2000 млн. лет. Таким образом, время формирования метасоматитов 1900—1600 млн. лет. Тела метасоматитов приурочены к сочленению разломов «устья» нижнепротерозойского трога, открывающегося в протоплатформенный прогиб.

Во втором районе метасоматиты приурочены к флангам протяженного (свыше 400 км) разлома, ограничивающего продолжающие друг друга узкие геосинклинальные трогги, выполненные эффузивно-терригенными зеленосланцевыми среднепротерозойскими породами и расположенные в блоке гнейсов и сланцев нижнего протерозоя. К разлому приурочены тела среднепротерозойских гранитов, диабазов и зоны диафторитов [Особенности проявления..., 1972].

Метасоматиты кварц-микроклин-альбитовые с высокожелезистым биотитом, феррогастингситом, эгирином; с аксессуарными цирконом, малаконом, фергусонитом, торитом, колумбитом; слагают мелкие неправильные тела, жилы, линзы. Процесс их образования многоэтапен (калишпатизация, альбитизация, окварцевание и грейзенизация), наложен на нижнепротерозойские метаморфические, среднепротерозойские эффузивно-терригенные породы и на граниты, локализованные в зоне разлома, но отсутствует в диафторитах, которые, таким образом, моложе метасоматитов.

Диафториты эпидот-амфиболовой субфации амфиболитовой фации на западном фланге разлома и кордиерит-антофиллитовой субфации амфиболитовой фации на восточном. Абсолютный возраст метасоматитов среднепротерозойский (1700±±100 млн. лет) [Особенности проявления..., 1972].

Щелочные метасоматически измененные граниты с редкометальной минерализацией сформировались на Сибирской платформе, как установили изучавшие их геологи [Гамалея Ю. Н., 1969; Егоров И. Н., 1968; и др.], за счет гранитов нормальной щелочности в результате переработки их ювенильными рудоносными растворами, поднимающимися вдоль зоны регионального глубинного разлома. Граниты субстрата слагают крупный (600 км<sup>2</sup>) массив, вытянутый в широтном направлении. Размещение его контролируется субширотным разрывом, одним из второстепенных составляющих ослабленной зоны планетарного глубинного разлома, разделяющего два архейских блока фундамента платформы. Массив вытянут вдоль этой зоны на 30—35 км при ширине 18—20 км.

Большая часть его располагается в пределах среднепротерозойского трога, отходящего от юго-западной оконечности обширного перикратонного прогиба. Отложения трога представле-

ны вулканитами среднего протерозоя (кварцевыми порфирами, фельзитами, кварцевыми порфиритами с подчиненным количеством диабазов, аркозовых песчаников, литокластических туфов кварцевых порфиров). Местами же породы массива контактируют с архейскими биотитовыми, биотит-гранатовыми, пироксеновыми, амфиболовыми гнейсами и кристаллическими сланцами джелтулинской серии архея, представляющими собой борта трога.

Абсолютный возраст гранитов массива (калий-аргоновый метод по биотиту)  $1600 \pm 100$  млн. лет. Вдоль ослабленных зон повышенной трещиноватости в гранитоидах массива проявлены процессы метасоматоза (от ранних): микроклинизация (калиевый метасоматоз); рибекитизация, альбитизация, эгиринизация (натриевый метасоматоз); магнетитизация, гематитизация, грейзенизация, поздняя микроклинизация, биотитизация, хлоритизация. Как результат проявления этих процессов вдоль таких зон прослеживаются тела кварцевых микроклинитов и рибекит-альбитовых апосиенитов и апогранитов с акцессорными тантало-ниобатами, с частичным, реже полным замещением рибекита эгирином; магнетит-кварцевые жилы; жилы биотит-кварцево-слюдистого, гематит-кварцевого, кварц-магнетит-сульфидного, кварц-хлоритового и кварц-биотитового состава.

Протерозойские карбонатитовые комплексы представлены на Сибирской платформе массивами ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов Южно-Якутской и Саянской провинций. К Южно-Якутской провинции относятся расположенные на Алданском щите Арбарастахский и Ингилийский массивы, к Саянской — Верхнесаянский, Нижнесаянский, Большетагнинский, Жидойский и др. К карбонатитовым комплексам Южно-Якутской провинции некоторые исследователи ошибочно относят гетерогенные массивы Инаглинский и Кондерский, сложенные докембрийскими ультрабазитами и мезозойскими щелочными, лейцитовыми и нефелиновыми сиенитами, карбонатные породы которых или осадочного происхождения или генетически связаны с сиенитами [Архангельская В. В., 1968; Шейнманн Ю. М. и др., 1961; и др.]. Массивы Саянской провинции до последнего времени считали среднепалеозойскими, но теперь доказан их позднедокембрийский возраст [Кононова В. А., 1976].

Возраст ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов Арбарастахского массива (калий-аргоновый метод по слюдам) — позднерифейский (615—640 млн. лет). Он укладывается в период существования рифейского палеорифта северного подножия пра-Станового хребта. Массив приурочен к грабёну р. Идюм, осложняющему западное крыло Идюмо-Ханкайского куполовидного горстового поднятия архейского фундамента платформы, расположенного среди чехла протоплатформенных позднепротерозойских (рифейских) отложений [Стоялов С. П., 1961].

Образование купола, по-видимому, обусловлено давлением поднимавшихся магматических масс, сформировавших Арбарастахский массив, так как внедрение всех остальных интрузий платформенного этапа развития на территории Алданского щита также сопровождалось образованием купольных структур. От вмещающих массив архейских гнейсов и кристаллических сланцев он отделен кольцевым разломом. Геофизическими методами установлено, что массив приурочен к зоне субширотного регионального разлома, параллельного Становому, но расположенного севернее последнего и, видимо, представляющего собой один из его составляющих. Массив сложен главным образом биотитовыми пироксенитами с магнетитом, окружен зоной фенитизированных архейских пород и имеет в плане округло-изометричную, а в разрезе штокообразную форму. В штоке много конических жил карбонатитов, а в центре имеется серповидный в плане шпир апатит-магнетит-форстеритовых пород. Шток сечется вертикальными дайками пикритов и кальцитовых кимберлитов.

Ингилийский массив обнажается в центре куполообразного поднятия диаметром около 10 км, сложенного гнейсами и кристаллическими сланцами пород платформенного фундамента. Поднятие в виде диапира протыкает широко развитые в районе позднедокембрийские (рифейские) терригенно-карбонатные отложения, которые вокруг него вздернуты вертикально на расстоянии 3—4 км [Зленко Н. Д., 1961]. На эродированной поверхности пород поднятия и окружающего его кольца вздернутых позднедокембрийских терригенно-карбонатных образований несогласно залегают карбонатные отложения юдомской свиты нижнего кембрия. Массив слагается ийолит-мельтейгитами, щелочными габброидами, нефелиновыми и эгириновыми сиенитами и имеет зонально-кольцевое внутреннее строение. Карбонатиты образуют жилы и мелкие тела в щелочных габброидах и вдоль радиальных разломов в массиве.

Саянская провинция ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов пространственно приурочена к Урикско-Тагульскому нижнепротерозойскому геосинклинальному трогу. Массивы пород провинции, как правило, располагаются на пересечении осложняющих трог продольных и поперечных разломов [Фролов А. А., 1974] и имеют возраст в пределах 725—650 млн. лет (по амфиболу и флогопиту) [Кононова В. А., 1976]. Однако отдельные разности пород массивов провинции показывают и значительно более молодые цифры абсолютного возраста, соответствующие палеозою — ордовику и даже юре [Фролов А. А., 1974]. Поэтому предполагается, что формирование массивов провинции занимало весьма длительный период времени, соответствующий длительности крупного магматического цикла (в частности, байкальского), и оно могло возобновиться спустя значительный промежуток времени в мезозое, т. е. массивы про-

винции — гетерогенные интрузивы. Такие явления свойственны, как теперь установлено, многим платформенным массивам как карбонатитового (Кондерский и др.), так и иного состава. Ультраосновные породы в этих массивах самые древние, щелочные сиенитовые — самые молодые.

На Сибирской платформе примером подобных массивов служит Кондерский. Он располагается среди толщи рифейских отложений в восточной части Алданского щита, аналогично Ингилийскому массиву — в куполовидном диапировом поднятии фундамента платформы, вокруг которого слои рифейских пород круто вздернуты вверх и местами стоят на головах, хотя к периферии быстро выполаживаются. Массив сложен пироксенитами рифейского возраста в центре и мезозойскими щелочными сиенитами по периферии [Архангельская В. В., 1968; Ельников А. А., Моралев В. М., 1972].

Поскольку Урикско-Тагульский трог — структура нижнепротерозойская, частично перекрытая платформенными рифейскими отложениями Присаянского краевого прогиба, массивы ультраосновных-щелочных пород с карбонатитами возникли в ее пределах в результате рифейской активизации разломов, обрамляющих и осложняющих внутреннюю структуру этого трога [Фролов А. А., 1974].

Протерозойские щелочные и нефелиновые сиениты в пределах Сибирской платформы известны пока лишь в одном районе — в Енисейском кряже (Приенисейском краеом поднятии ее фундамента). Как известно, главные пликвативные структуры кряжа сформировались в период байкальской складчатости (800 млн. лет назад) и вытянуты в субмеридиональном северо-северо-западном направлении. Позже (в период 800—600 млн. лет) эти структуры были разорваны сетью разломов, по которым произошло перемещение отдельных блоков и образование горстов и грабен. В грабенах накопились позднедокембрийские отложения дашкинской и других свит. В целом в современном эрозионном срезе Енисейский кряж представляет собой крупный горст, осложненный грабенами. В его западной части наблюдаются Сухопитско-Каменская горст-антиклиналь и Бурмакинская и Каитьбинская грабен-синклинали. Последние, в свою очередь, состоят из более мелких грабен-синклинальных структур (Погромненской и др.). Эти структуры выполнены известняками дашкинской свиты и рассечены, как и все другие горсты и грабены западной части Енисейского кряжа, глубинными субширотными разломами.

Формирование системы позднедокембрийских горстов и грабен на Енисейском кряже одни исследователи связывают с посторогенным этапом развития байкальской геосинклинали, а другие считают выражением явлений тектоно-магматической активизации. Массивы щелочных и нефелиновых сиенитов располагаются внутри Погромненской грабен-синклинали и приуро-

чены к узлам пересечения широтных разломов с продольными меридиональными разломами, параллельными разрывам, ограничивающим грабены и горсты.

Наиболее крупный из них и лучше изученный — Татарский (Заангарский) массив [Свешникова Е. В. и др., 1976]; остальные известны лишь по делювиальным развалам. Массив имеет штокообразную форму, несколько вытянут вдоль широтного разлома и содержит многочисленные ксенолиты вмещающих известняков дашкинской свиты и сланцев подстилающей киргитской свиты [Свешникова Е. В., и др., 1976]. Он слагается фойяитами, ийолитами и мусковитовыми сиенитами. Последние, возможно, слагают самостоятельный интрузив. Породы массива и его экзоконтакта интенсивно постмагматически изменены: микроклинизированы, альбитизированы (с образованием мономинеральных микроклинитов и альбититов); кроме того, среди них наблюдаются поздние жилы кальцит-канкринитовых гидротермалитов и жилы щелочных пегматитов. Породы массива, преимущественно его жильные дериваты и метасоматиты, содержат акцессорные пироксид, колумбит, берилл, фенакит, ортит, бритолит, торит, циркон, эвдиалит, катаплект, вёлерит, монацит, бостнезит и др. Абсолютный возраст пород массива (калий-аргоновый метод) в пределах 700—385 млн. лет, причем наиболее древние — ийолиты и фойяиты, наиболее молодые — альбититы [Свешникова Е. В. и др., 1976]. На массиве развита кора выветривания.

### 3. ПАЛЕОЗОЙСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Редкометалльные месторождения в палеозое образовывались главным образом в начале и в конце этой эры. Причем раннепалеозойские месторождения пространственно и генетически связаны с рифейскими, а позднепалеозойские — с мезозойскими геотектоническими структурами, последовательно развивавшимися на протяжении длительного отрезка времени. Раннепалеозойские месторождения формировались в конечные этапы развития таких структур, а позднепалеозойские — в начальные. Но имеются также палеозойские редкометалльные месторождения, не связанные единством их структурного положения ни с более древними, ни с более молодыми редкометалльными месторождениями. В целом же палеозойская эра значительно беднее редкометалльными месторождениями по сравнению с протерозойской.

Палеозойские редкометалльные месторождения на платформах Земли представлены следующими генетическими типами: редкометалльными карбонатитами, редкометалльными щелочными рибекит-арфведсонитовыми гранитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами с редкометалльной минерализацией.

**Северная Америка.** На Северо-Американской платформе палеозойские редкометалльные месторождения пока неизвестны, но имеются массивы потенциально редкометалльно рудоносных магматических пород, в отдельных случаях несущие редкометалльную минерализацию: нефелиновых и щелочных сиенитов, комплексов ультраосновных-щелочных пород с карбонатитами. По возрасту они относятся или к ранне-, или к позднепалеозойским образованиям, пространственно и генетически связанным в первом случае с позднедокембрийскими, а во втором — с ранне-мезозойскими магматическими проявлениями.

Палеозойские потенциально редкометалльно рудоносные эндогенные магматические образования на Северо-Американской платформе известны в сопрягающихся рифтовых системах Св. Лаврентия и Ниписсинг — Оттава, в пределах щелочной провинции Монтереджиан и ее восточного продолжения. Палеозойские ультраосновные-щелочные породы с карбонатитами и нефелиновые сиениты в рифтовых системах Св. Лаврентия и Ниписсинг — Оттава нижнепалеозойского времени формирования. Это массивы Маниту (на островах оз. Ниписсинг), Колландер-Бей (на берегу того же озера), Айллик, взрывной кратер Брен и др. [Главнейшие провинции..., 1974; Currie K. L., 1971; Ferguson J., Currie K. L., 1972; Карбонатиты, 1969] карбонатитовые и мелкие массивы нефелиновых сиенитов. Наиболее известен массив Маниту с пирохлоровыми карбонатитами, частично затопленный водами оз. Ниписсинг. Все массивы имеют небольшие размеры (от первых квадратных километров до 20 км<sup>2</sup>). Абсолютный возраст пород массивов 570—560 и 420—345 млн. лет.

Как известно [Филпост А. П.—Щелочные породы, 1976], щелочная провинция Монтереджиан пространственно приурочена к палеорифтовым системам Ниписсинг — Оттава и реки и залива Св. Лаврентия в Канаде. Проявления рифтогенеза и сопряженных с ним магматических процессов прослеживаются в пределах этой области начиная с позднего докембрия в виде четырех пароксизмов рифтообразования, рифты-грабены которых, в общем, наследуют друг друга; первый охватывает промежуток времени 820—1000 млн. лет, второй укладывается в период  $565 \pm 15$  млн. лет, третий — в период  $450 \pm 20$  млн. лет и, наконец, четвертый определяется интервалом времени  $110 \pm 20$  млн. лет [Щелочные породы, 1976]. Рифтовая система Св. Лаврентия субмеридионального простирания, Оттавская — субширотная. Характер рифтогенных проявлений в этих зонах описан Е. Е. Милановским [1976], А. Ирдли [1954] и другими исследователями. Как отмечалось, предполагается, что поздне-докембрийско-нижнепалеозойская рифтовая система Нипигон — Оттава (Ниписсинг — Оттава), может быть, является частью глобальной рифтовой системы оз. Верхнее — Оттава — Восточная Гренландия [Phinney W. e. a., 1970; Smith T. J. e. a., 1966].

**Южная Америка.** К палеозойским редкометальным месторождениям Южно-Американской платформы, возможно, относятся некоторые редкометальные пегматитовые месторождения, пространственное положение которых описано в предыдущем разделе и которые отнесены нами к позднедокембрийским. Хотя абсолютный их возраст по данным большинства определений 960—1000 млн. лет, отдельные значения дают 320 млн. лет. Если учитывать последнее, надо признать, что на Восточно-Бразильском щите проявились два периода активизации: позднедокембрийский и среднепалеозойский. Пока, однако, данные о палеозойском возрасте пегматитов единичны и не установлено конкретно, какие именно пегматиты докембрийские, а какие палеозойские. Поэтому все они описаны в разделе докембрийских редкометальных образований.

В Бразилии в штате Минас-Жерайс имеется крупное берилловое месторождение Боа-Висту, видимо, гидротермального генезиса и точно не установленного возраста. Оно представлено минерализованными зонами в докембрийских кристаллических сланцах и гнейсах и располагается в тех же метаморфических толщах, что и редкометальные позднедокембрийские пегматиты Восточно-Бразильского пояса. Рудная минерализация бериллиевая (берилл); содержание окиси бериллия в рудах 0,2—0,3%; запасы руд более 2 млн. т.

Учитывая пространственную близость редкометальных пегматитов с данным месторождением и его приуроченность к той же активизированной зоне развития троговых структур, что и пегматиты, можно предполагать и сходность их возраста. Но поскольку месторождение Боа-Виста, по-видимому, гидротермальное, возраст его скорее будет самый молодой из того интервала времени, на который падает образование редкометальных пегматитов, т. е. нижнепалеозойский. Сведениями о его структурной приуроченности мы не располагаем.

**Африка.** Редкометальные палеозойские месторождения на Африканской платформе представлены вышеохарактеризованными позднедокембрийско-нижнепалеозойскими месторождениями в гранитных пегматитах Восточной Африки и о. Мадагаскар, а также редкометальными пегматитами и грейзенами в связи с «древними» гранитами Западной Африки («древние граниты» плато Джос, Ахаггара и др. районов) и с синхронными им металлогенически однотипными гранитами Северо-Восточной Африки. Напомним, что все эти месторождения (и материнские для них магматические образования) пространственно и по времени формирования связаны с позднерифейско-нижнекембрийской тектоно-магматической активизацией, которая в ряде случаев выразилась не только во внедрении магматических масс и оживлении (или возникновении новых) разломов, но и в проседании отдельных блоков по этим разломам с образованием грабенов и систем грабенов.

Период времени со среднего кембрия и примерно до начала верхнего карбона на Африканской платформе характеризовался относительным тектоническим покоем и повсеместно высоким стоянием платформенного фундамента.

В верхнем карбоне начались процессы активизации: раскалывание фундамента и вертикальные движения образовавшихся блоков. Отдельные блоки (особенно в восточной части платформы) начали усиленно воздыматься, а другие опускаться. Поднятия сопровождалось покровным оледенением наиболее приподнятых блоков, каковыми оказались архейско-протерозойские щиты (Трансваальский и др.). Поднятые блоки — горсты — чередовались с опущенными — грабенами (грабены Замбези, Лимпопо, Рухуху и др.). Раскалывание происходило главным образом по древним разрывам еще архейского заложения. В Центральной и Западной Африке вертикальные движения блоков фундамента были меньшей амплитуды, и там сформировались антеклизы и синеклизы (впадины Карру, Конго, Калахари). Синеклизы и грабены выполнялись терригенными континентальными толщами верхнего карбона — среднего триаса [Хайн В. Е., 1971].

Вулканическая деятельность, связанная с этой эпохой активизации, началась в верхнетриасовый — нижнеюрский периоды, т. е. уже в мезозое. К этому времени относится формирование массивов щелочных гранитов, карбонатитовых комплексов, а также некоторых других потенциально редкометальных эндогенных образований, с которыми генетически связываются отдельные редкометальные месторождения Африки. Пространственная их приуроченность будет охарактеризована в разделе о мезозойских месторождениях платформ.

**Индия и Австралия.** Палеозойские редкометальные месторождения Индии и Австралии представлены описанными в предыдущем разделе единичными мелкими позднекембрийскими — нижнепалеозойскими месторождениями в связи с редкометальными пегматитами зон тектоно-магматической активизации этих платформ. Других редкометальных палеозойских месторождений, судя по опубликованным данным, на этих платформах пока не обнаружено.

**Европа.** Палеозойские эндогенные потенциально редкометальные комплексы на Восточно-Европейской платформе известны на Кольском полуострове, где они представлены крупными и хорошо изученными массивами нефелиновых и щелочных сиенитов Ловозерским и Хибинским, а также в грабене Осло в Норвегии.

В последние годы в Тимане обнаружены палеозойские (?) массивы ультраосновных-щелочных пород с карбонатитами [Фролов А. А., 1975; и др.]. Эти массивы почти не изучены, но их пространственная приуроченность достаточно отчетлива: Тиман совместно с Печорской синеклизой считается многими ис-

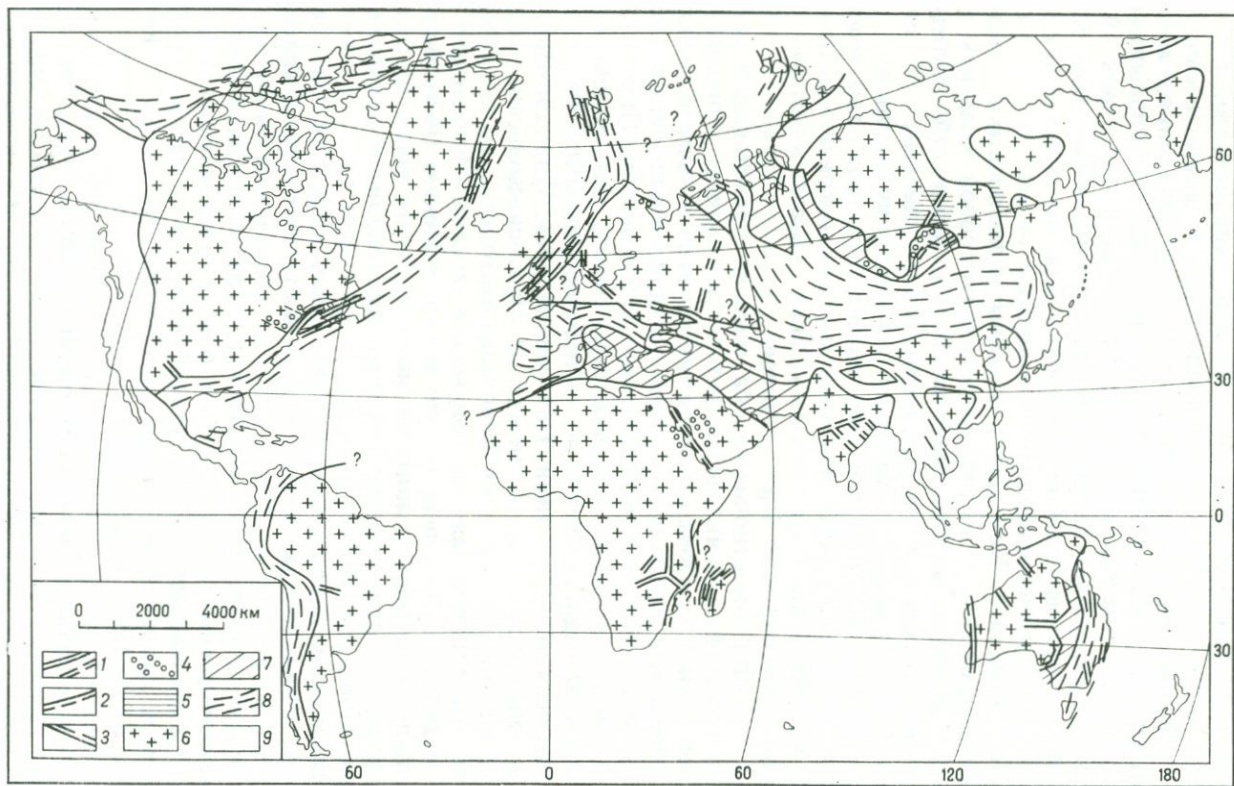
следователями внутриплатформенной структурой авлакогенного типа, хотя существует и иная точка зрения, согласно которой эти территории — области байкальской складчатости. По нашему мнению, до получения дополнительных данных в качестве рабочей гипотезы можно принять первую точку зрения, так как структура Тимана ограничена с обеих сторон глубинными региональными разломами, столь характерными для краев авлакогенов, и поскольку приуроченность к этим или оперяющим их разломам, видимо, наиболее вероятно для обнаруженных на Тимане ультраосновных-щелочных пород.

Ловозерский и Хибинский массивы нефелиновых и щелочных сиенитов, как известно, представляют собой Кольскую щелочную провинцию. Оба массива палеозойские. Абсолютный возраст слагающих их пород по последним данным [Кононова В. А., 1976] 386—430 млн. лет (по нефелину и слюдам), а в среднем 400—395 млн. лет, что соответствует нижнему девону. В районе расположения массивов местами сохранились девонские же эффузивы, комагматичные, как считают некоторые исследователи, породам этих массивов.

В структурном отношении оба массива представляют собой типично платформенные расслоенные интрузивы лополитообразной формы, сложенные агпайтовыми нефелиновыми сиенитами, йолитами, урритами, ювитами и другими щелочными сиенитового состава магматическими образованиями. Пространственно они приурочены к узлам пересечения разломов, обрамляющих Имандра-Варзугскую зону, поперечными северо-северо-восточными разломами. Как отмечалось, Имандра-Варзугская зона располагается между Центрально-Кольским горстантиклинорием на севере и Беломорским горстом на юге, от которого отделяется так называемым Кольским шарьяжем, и представляет собой чешуйчатую протерозойскую моноклинал, возникшую на месте узкого геосинклинального трога. В палеозое разломы, ограничивающие моноклинал, были активизированы [Новикова, 1975].

Возможно, в какой-то мере был унаследован и троговый прогиб (или возник новый северо-восточного простирания), свидетельством чему служит наличие сохранившихся от эрозии девонских вулканогенно-терригенных и по последним данным, каменноугольных образований в районе расположения массивов. Существование такого прогиба-грабена у исследователей массивов сомнений не вызывает [Кононова В. А., 1976; Кухаренко А. А., 1967; и др.]

Таким образом, оба массива возникли в результате процесса палеозойской тектоно-магматической активизации протерозойского трога Кольского полуострова; процесс активизации сопровождался формированием грабена-прогиба, в котором накапливались существенно эффузивные континентальные красноцветные отложения, и массивы располагались, по-видимому, не-



посредственно в грабене, будучи приуроченными к долгоживущим разломам, его ограничивающим или, может быть, осложняющим.

Согласно А. А. Кухаренко, мнение которого разделяется другими исследователями [Фролов А. А., 1975; и др.] и автором, палеозойский грабен Кольского полуострова является одним из составляющих системы крупных грабенов и соединяющих их разломов Балтийского щита и далее Западной Европы (грабены Осло, Рейнский). На западе Балтийского щита эти грабены и разломы, в общем, параллельны его западному краю (восточному краю норвежских каледонид), субмеридиональные, а на востоке щита (на Кольском полуострове) они субширотные, параллельные северной границе щита. Е. Е. Милановский [1976], сравнивая рассматриваемую структуру с современными рифтами, считает возможным именовать ее палеозойской палеорифтовой системой (рис. 21).

Палеозойские щелочные породы грабена Осло в Норвегии, как и породы Кольской щелочной провинции, известны уже сравнительно давно и относительно хорошо изучены [Хольтедаль У., 1957]. В связи с ними не выявлено пока сколько-нибудь крупных рудных, в том числе редкометалльных, месторождений, но известна серебряная и кобальт-мышьяковая минерализация в докембрийских породах бортов грабена, обязанная своим возникновением пермским гидротермальным растворам [Докембрий Скандинавии, 1967].

Грабен Осло в свое время был включен Штилле в состав так называемой «области рейнского орогенеза» [Штилле Г., 1964], или как теперь ее называют, области активизации эпигерцинской Западно-Европейской платформы [Щеглов А. Д., 1968]. Как отмечалось, грабен существовал еще в нижнем кембрии и, вероятно, ранее — в позднем докембрии, поскольку позднедокембрийские отложения развиты примерно на той же площади, что и палеозойский грабен, и имеют платформенный характер. Кембро-ордовикские, силурийские и даунтонские отложения грабена перекрыты в его северной части тектоническим покровом норвежских каледонид, а южнее смяты, причем дислоцированность пород приразломная и к южной оконечности грабена постепенно затухает. Нижнепалеозойский комплекс отложений грабена перекрыт пермскими конгломератами, песчаниками, базальтами, игнимбритами и щелочно-основными лавами — ромбен-порфирами. Образование пермской толщи — результат очередного проседания и растяжения грабена. Поро-

---

Рис. 21. Щелочные породы и рифтовые системы палеозоя. По Е. Е. Милановскому [1976].

1—3 — рифтовые системы; 4 — щелочные породы; 5 — траппы, 6 — древние платформы и срединные массивы; 7—9 — фанерозойские складчатые пояса

ды толщи прорваны субвулканическими телами граносиенитов, гранитов, щелочных гранитов, эссекситов. Пермские эффузивы местами вышли за границы грабена, и, таким образом, в современном эрозионном срезе грабен ограничен сбросами не повсеместно [Руттен М. Г., 1972; Хольтедаль У., 1957].

В южной части грабена имеется крупный гравитационный максимум, свидетельствующий, вероятно, о наличии здесь основных интрузивных пород на глубине. Все исследователи грабена, начиная со Штилле, считают его лишь одним из составляющих Рейнско-Ронской системы грабенов («области рейнского орогенеза» Штилле; Рейнской тафрогеосинклинали и т. п.), протягивающейся в меридиональном направлении через всю Западную Европу и имеющей рифтовый характер [Руттен М. Г., 1972; Система рифтов..., 1970; Беляевский Н. А., 1963; Глобальные закономерности..., 1974; Милановский Е. Е., 1976].

Необходимо отметить, что на Русской платформе имеется еще один район развития палеозойского щелочного вулканизма. Это Днепровско-Донецкий авлакоген и его западное продолжение — Припятская впадина. Днепровско-Донецкий авлакоген — огромная (свыше 1200 км длиной) субширотная отрицательная морфоструктура, заложенная, возможно, еще в рифее, несомненно существовавшая в палеозое и выполненная терригенно-карбонатными и соленосными отложениями девона, угленосными толщами карбона и соленосными красноцветными осадками перми. Как и современные континентальные рифты, он имеет внутреннее многоступенчатое строение, осложнен поперечными разрывами и характеризуется сравнительно тонкой гранитной корой и высоким положением поверхности Мохоровичича. В прибортовой зоне авлакогена и на горстовых перемычках внутри него встречаются субвулканические магматические породы щелочно-основного и щелочно-ультраосновного состава [Сазанский В. Н.— Роль рифтогенеза..., 1971; и др.].

**Азия.** Эндегенные потенциально редкометальные комплексы палеозойских пород, развитые на Сибирской платформе, представлены ультраосновными-щелочными массивами с карбонатами, нефелиновыми и щелочными сиенитами, щелочными рибекит-арфведеонитовыми гранитами. Все эти комплексы развиты преимущественно в краевых поднятиях фундамента платформы, а более точно — в наложенных на поднятия платформенных грабенах и продолжающих и оформляющих такие грабены разломах, а также в разломах краев платформы. Как известно [Щеглов А. Д., 1968], в платформенные этапы развития разломы краев платформы (Главный Саянский, Байкальская зона разломов, Сетте-Дабанский и др.) неоднократно активизировались.

В результате процессов активизации вдоль этих разломов периодически закладывались и существовали грабены — трюги,

в которых накапливались континентальные платформенные по типу терригенные и эффузивно-терригенные, реже карбонатно-терригенные отложения. Так, вдоль Главного Саянского разлома в рифее и палеозое существовал Удино-Тагульский прогиб, а вдоль Сетте-Дабанского разлома — Сетте-Дабанский прогиб.

На Байкальской ослабленной зоне в позднем рифее — раннем палеозое существовала система крупных односторонних грабенов, расчлененных поперечными перемычками. Отдельные из них, выполненные кембрийскими и ордовикскими отложениями, сохранились до настоящего времени: Верхне-Ангарская, Талоинская, Холоднинская, Верхне-Каларская и другие депрессии (см. рис. 17).

На Становой ослабленной зоне к рифею заложился с ответвлением внутрь Алданского щита и существовал вплоть до среднего кембрия крупный односторонний грабен — предпрестановой прогиб, в котором накопилась мощная толща эффузивно-терригенных и главным образом терригенных отложений субплатформенного и платформенного характера. По местоположению, характеру отложений, их дислоцированности, по истории возникновения и развития этот прогиб весьма сходен с геосинклинальными трогами краевой части платформы (Восточного Саяна и Байкальской горной области), но время его заложения несколько более позднее. Окончание его существования было вызвано активизацией ограничивающих его разломов, с чем связано формирование ультраосновных-щелочных пород (гетерогенные массивы Кондерский, Инаглинский) и ультраосновных-щелочных пород с карбонатитами (Арбарастахский, Ингилийский массивы).

В мезозое этот прогиб был частично унаследован грабенами мезозойского рифта, возникшими вдоль южного края Алданского щита [Красный Л. И., Ициксон М. И., 1970], как продолжение в пространстве и во времени системы грабенов верхнепалеозойского рифта Байкальской ослабленной зоны [Архангельская В. В., 1974]. Формирование и развитие этих грабенов сопровождалось излияниями эффузивов щелочно-основного характера и образованием массивов щелочных, нефелиновых и лейцитовых сиенитов, а также тесно связанных с ними пространственно и генетически массивов монцонитов, сиенитов, гранодиоритов и гранитов — дериватов базальтоидной магмы.

Массивы палеозойских ультраосновных-щелочных пород с карбонатитами развиты преимущественно в краевых участках платформы — вдоль восточного края Алданского щита, в Енисейском краевом поднятии, а также по окраине Анабарского щита. Они объединяются исследователями в Сетте-Дабанскую, Енисейскую, Чадобецкую, Меймеча-Котуйскую и Куонамскую ультраосновные-щелочные провинции [Фролов А. А., 1975; Гинзбург А. И., Эпштейн Е. М., 1968; Главнейшие провин-

ции . . . , 1974; и др.]. В одних провинциях прослеживается целый ряд массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов, в других всего один—два массива (Чадобецкая провинция). Для большинства провинций характерна более или менее ярко выраженная длительность их развития: массивы провинций, как правило, разновозрастны, причем возраст их последовательно уменьшается по простиранию данной провинции вместе с возрастом структур, вмещающих эти массивы. Это объясняется тем, что структуры, к которым приурочены ультраосновные-щелочные массивы с карбонатитами, развивались последовательно, наращаясь на одном конце и постепенно отмирая на другом.

Сетте-Дабанская средне-нижнепалеозойская провинция в структурном отношении приурочена к так называемой Восточно-Алданской зоне глыбовой складчатости. Зона располагается на восточном краю Алданского щита и представляет собой меридионально вытянутую (на 500 км) авлакогенного характера структуру, выполненную рифейскими и кембрийскими терригенно-карбонатными отложениями общей мощностью до 13 км. Она ограничена и разбита на отдельные блоки продольными региональными взбросами, по которым восточные блоки круто надвинуты на западные, вплоть до образования чешуйчатых надвигов. Имеются и поперечные разрывы сбросового характера. Складчатость отложений всегда приразломная. Складки меридиональные; вдоль поперечных разрывов развиты поперечные флексуры. Антиклинальные меридиональные складки асимметричны и узки (их западные крылья срезаны разломами, протягивающимися вдоль их сводов), синклинальные более широки и симметричны и наблюдаются главным образом в западной части структуры, где, таким образом, складчатость гребневидная [Моралев В. М., Ставцев А. Л., 1961]. Восточно-Алданская зона была заложена в предрифейское время на мощной ослабленной зоне глубинного регионального меридионального разлома и существовала в качестве отрицательной морфоструктуры в течение всего рифея (там же).

Массивы ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов в пределах Восточно-Алданской авлакогенной структуры располагаются непосредственно в зонах меридиональных разломов, ограничивающих и осложняющих эту структуру, или в узлах пересечения меридиональных разломов поперечными. Так, Горноозерский массив приурочен к меридиональному разрыву, по которому рифейские отложения восточного блока надвинуты на кембрийские осадки западного блока, к участку пересечения этого разрыва поперечным, который в рифейских отложениях платформенного чехла выражен широтным флексуорообразным изгибом слоев [Здорик Т. Б., Рунов Б. Е., 1961].

Енисейская карбонатитовая провинция располагается в пределах Енисейского кряжа к северо-западу от провинции проте-

розойских щелочных пород (Татарский и др. массивы). Енисейский кряж в структурном отношении представляет собой Енисейское краевое поднятие докембрийского фундамента Сибирской платформы, в пределах которого выделяются нижнепротерозойские и рифейские образования и которое закончило геосинклинальный цикл развития в позднем рифее [Семихатов М. А., 1974; Кириченко Г. И., 1965]. Крупными разломами преимущественно северо-западного простирания новообразованный фундамент был разбит на блоки, претерпевшие к началу палеозоя разнонаправленные вертикальные движения значительных амплитуд. Таким образом, образовались грабены (авлакогены) и горсты. В грабенах, нередко односторонних, накопились кембрийские доломиты и красноцветные песчаники (ленский ярус нижнего кембрия, эвенкийская свита верхнего кембрия) и пермские конгломераты (килейская свита), которые лежат на кембрии с размывом и являются типично континентальными.

Если нижнепалеозойские отложения накапливались в авлакогенах в этап, переходный от геосинклинального к типично платформенному режиму, то пермские конгломераты отложились в грабенах, частично унаследовавших такие авлакогены (преимущественно их осевые части), формирование же верхнепалеозойских грабенов в пределах эпирифейской платформы свидетельствовало о явлениях ее активизации в верхнем палеозое. Один из таких грабенов северо-западного простирания именуется Вятским (Килекейским).

Енисейская карбонатитовая провинция пространственно приурочена именно к этому Вятскому грабену [Белов В. П., 1969]; по возрасту пород массивов провинции (275—250 млн. лет) [Волобуев М. И. и др., 1970 г.] она верхнепалеозойская — пермская. Провинция представлена Кийским, наиболее известным массивом ультраосновных пород, нефелиновых сиенитов и карбонатитов и рядом более мелких массивов и даек щелочных сиенитов и трахитов, развитых на западной окраине Енисейского кряжа. Пространственное положение массивов внутри провинции контролируется разломами, ограничивающими и осложняющими Вятский грабен. Так, Кийский массив приурочен к узлу пересечения Прямого и ортогонального ему Кийского разломов, осложняющих внутреннюю структуру этого грабена [Белов В. П., 1969]. Массив сложен уртитам, якупирангитами, нефелиновыми сиенитами и прорван дайками щелочных трахитовых порфиров, внедрившихся по Кийскому разлому (пересекающему массив с северо-востока на юго-запад) при его активизации. Карбонатизация слагающих массив пород происходила еще позднее. Другие массивы провинции — Килейский, Бобровский, Подкаменный — слагаются сиенит-порфирами, щелочными трахитовыми порфирами и имеют форму лакколитов (Килейский) и мощных силлообразных тел. Для них так-

же устанавливается непосредственная связь с разломами — подводящими каналами магм (Подкаменный связан с зоной Прямого разлома и др.).

Все массивы прорывают кембрийские и более древние отложения, причем Кийский — только нижние части кембрийского разреза района, а остальные — средние и верхние части кембрийской толщи. Галька щелочных пород присутствует в конгломератах пермской килейской свиты. Ранее массивы провинции считались девонскими.

Таким образом, массивы Енисейской провинции возникли в период тектонической активизации региона, который по времени соответствует герцинскому орогенезу смежных с платформой геосинклинально-складчатых областей и развитию траппового магматизма в северо-западной части платформы.

Процесс активизации выразился в омоложении древних и создании новых разломов, создании системы грабенов и горстов, магматической деятельности щелочного характера [Белов В. П., 1969]. В перми последовало новое проседание грабенов, в том числе и Килекейского, в котором накопились пермские отложения.

Чадобецкая провинция расположена восточнее Енисейского краевого поднятия, в той части эприфейской Сибирской платформы, которая перекрыта платформенным чехлом. В структурном отношении провинция приурочена к двум куполовидным поднятиям фундамента платформы, до некоторой степени аналогичным Идюмо-Ханкайскому поднятию Арбарастахского массива на Алданском щите, поднятию Блек-Хиллс в США и др. В ядрах поднятия обнажаются рифейские отложения. Поднятия находятся в зоне Иркинеевского авлакогена.

Провинция представлена мелкими пластовыми телами щелочно-ультраосновных пород с перовскитом, карбонатитами с горсейкситом. Кроме того, в пределах Чадобецкого поднятия развиты мелкие тела, дайки и трубки взрыва, сложенные пироксенитами, перидотитами, альнеитами и слюдястыми кимберлитами. Возраст ультраосновных-щелочных пород поднятия считается пермским [Кононова В. А., 1976], но может оказаться и позднекембрийским [Бозин А. В., 1972]. На всех породах развития мел-палеогеновая кора выветривания.

Меймеча-Котуйская провинция ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов располагается на западном склоне Анабарского щита, в зоне перегиба между Анабарским щитом и Тунгусской синеклизой. Зона, судя по геофизическим данным, представлена областью трещин фундамента платформы, которые особенно глубоки и обильны в месте пересечения перегиба разломом, отделяющим Хатангский прогиб от приподнятого участка платформы [Шейнманн Ю. М. и др., 1961]. К области этого пересечения приурочен самый крупный массив провинции — Гулинский.

Важно отметить, что взгляды Ю. М. Шейнманна о наличии разломов западного склона Анабарского массива под палеозойским платформенным чехлом подтвердились данными космического дешифрирования. Согласно современным представлениям [Межвилк, Разломы..., 1977; Милановский Е. Е., 1976], Меймеча-Котуйская провинция гипабиссальных ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов, а также все эффузивные пермо-триасовые образования относятся к Енисейско-Хатангскому (Хатангскому) прогибу — рифту, который заложился на Хетском межрегиональном поясе разрывов, отделяющем платформу от Таймырской складчатой системы, и является частью рифтовой системы Западно-Сибирской плиты (рис. 22, 23).

На всем протяжении пояс закрыт юрско-меловыми и более молодыми отложениями. Вдоль юго-восточного борта Енисейско-Хатангского прогиба в фундаменте платформы протягивается разлом, параллельный Хетскому, который возможно, и был магмоподводящим, поскольку именно над ним и располагается цепочка массивов провинции (от массива Есей на юго-западе до Гулинского, Кугда, Одихинча на северо-востоке). Возраст массивов провинции пермский (270—240 млн. лет) [Кононова В. А., 1976]. Массивы провинции гипабиссальны; пространственно и генетически они тесно связаны с ультраосновными-щелочными лавами и туфами (меймечитами и др.), наблюдающимися среди пермо-триасовых базальтов и их туфов вблизи Гулинского массива.

Куонамская (Анабаро-Оленекская) карбонатитовая провинция выявлена в последние годы. Она располагается на восточном склоне Анабарского выступа фундамента платформы и пока плохо изучена. Структурное положение этой провинции неясно в связи с недостаточной изученностью тектоники фундамента платформы на этом участке. Можно лишь предполагать по аналогии с другими провинциями развития щелочных-ультраосновных комплексов с карбонатитами, что она также приурочена к региональному разлому (разломам) фундамента платформы. Таким разломом, возможно, является протягивающийся в северо-западном направлении глубинный региональный разрыв, ооконтуривающий восточный край Анабарского выступа и отделяющий его от Оленекского поднятия фундамента, в пределах которого известны мелкие массивы палеозойских щелочных и нефелиновых сиенитов.

Палеозойские щелочные и нефелиновые сиениты на Сибирской платформе объединяются в Северо-Байкальскую и Кодаро-Удоканскую щелочные провинции южного края Сибирской платформы [Архангельская В. В., 1974; Жидков А. Н., 1961]. Обе провинции включают массивы нефелиновых и щелочных сиенитов, а также массивы тесно с ними пространственно и, видимо, генетически связанных гранитов. В составе массивов

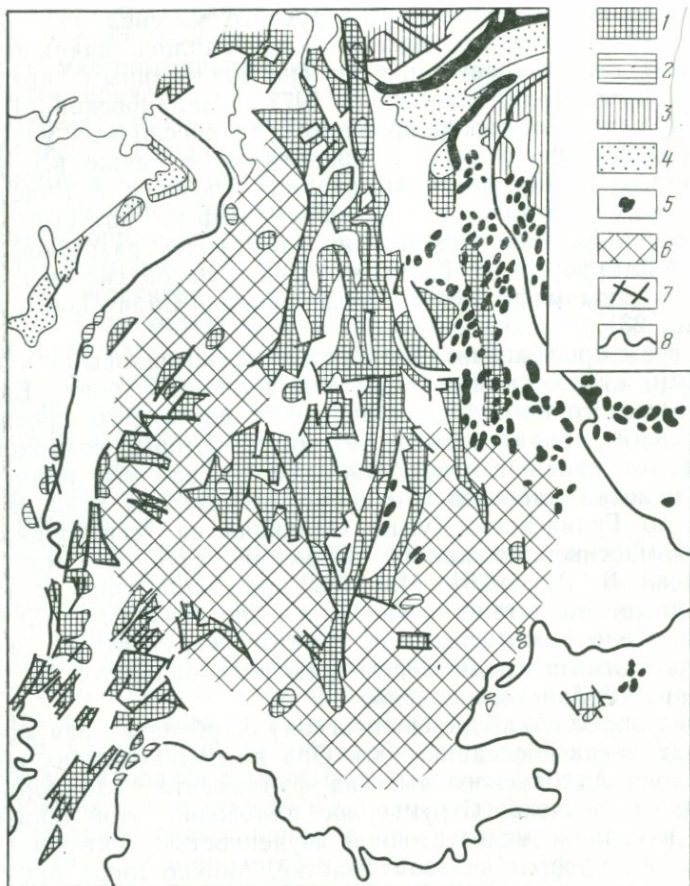
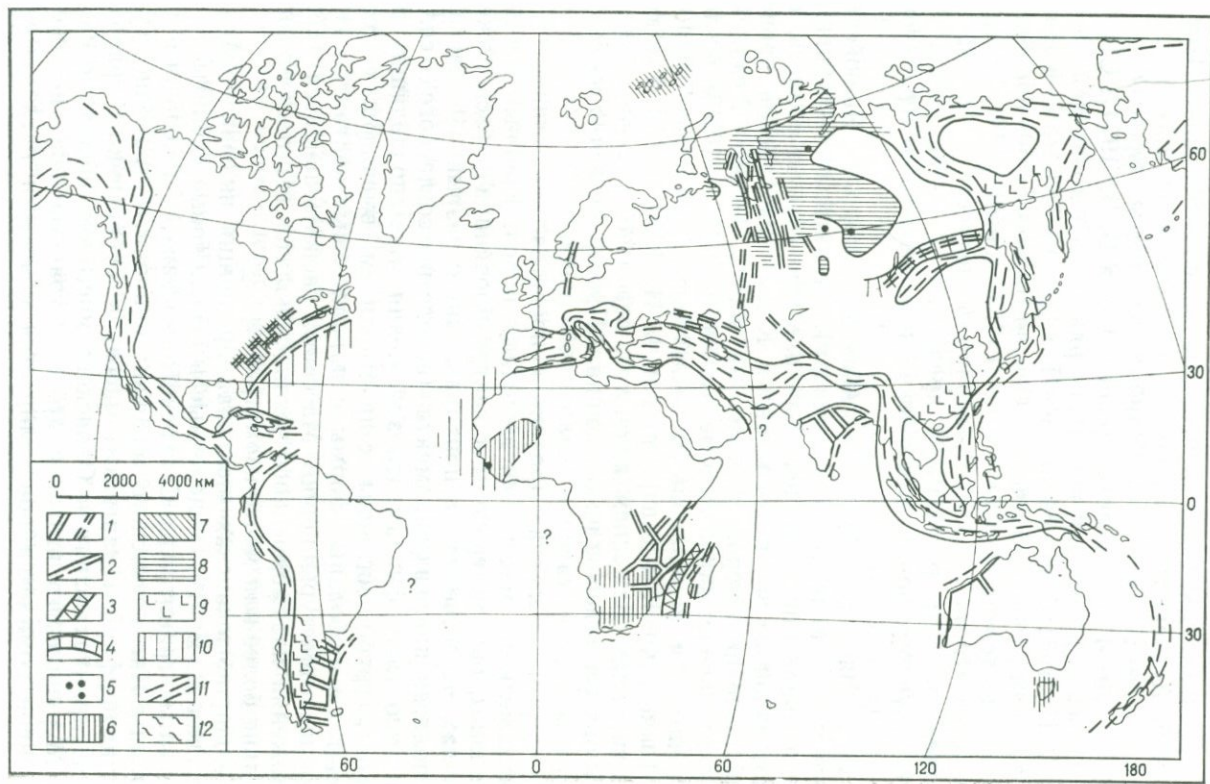


Рис. 22. Щелочные породы триасового возраста в рифтовой системе в Западной Сибири. По П. К. Куликову и др. [1972].

1 — грабены, выполненные вулканогенно-осадочными отложениями среднего и верхнего триаса; 2 — грабены, выполненные челябинской серией верхнего триаса — нижней юры; 3 — нижнетриасовые траппы; 4 — молассы остаточных прогибов (триас); 5 — средне-верхнетриасовые интрузивные основные породы и массивы ультраосновных-щелочных пород с карбонатами; 6 — предполагаемый район развития основных интрузий; 7 — разломы; 8 — граница Западно-Сибирской плиты

Рис. 23. Щелочные породы рифтовых зон триас-юрского периода. По Е. Е. Милановскому [1976].

1—3 — рифтовые зоны; 4 — сводовые поднятия, связанные с рифтами; 5 — массивы ультраосновных карбонатитовых и щелочных пород; эффузивы (траппы): 6 — раннеюрского (в Тасмании среднеюрского), 7 — поздне триасового и 8 — раннетриасового возраста; 9 — триасовые и юрские вулканоплутонические пояса с преобладанием эффузивов кислого и среднего состава; 10 — предполагаемые раннемезозойские базальты в океанах; 11 — триасовые и юрские геосинклинали; 12 — зоны раннемезозойской складчатости



имеются высококальциевые кальсилитовые сиениты — сынныриты, местами с апатитовой минерализацией (Сыннырский, Сакунский массивы) и нефелиновые и щелочные сиениты с акцессорной редкометалльно-редкоземельной минерализацией (Бурлалинский, Аkitский). Абсолютный возраст пород массивов провинций 350—200 млн. лет. Наиболее молодые породы имеют возраст 190—170 млн. лет [Архангельская В. В., 1974]. Северо-Байкальская провинция изучалась рядом исследователей [Жидков А. Н., 1961; Тихоненкова Р. П. и др., 1971; и др.]; Кодаро-Удоканская менее изучена. Северо-Байкальская провинция впервые выделена и описана А. Я. Жидковым [1961, и др.]; протягивается на 400 км от северной оконечности оз. Байкал до среднего течения р. Мама и представляет собой западную часть крупного пояса мезозойских и палеозойских гранитоидных и щелочных пород.

Этот пояс, дугообразно изгибаясь в сторону Вилюйского (Уринского) авлакогена (к северу), протягивается в широтном направлении через всю Байкальскую горную область, где в восточной ее части представлен Кодаро-Удоканской провинцией щелочных пород, и далее на восток, через Алданский щит, где представлен уже мезозойскими (155—105 млн. лет) щелочными и нефелиновыми сиенитами Алданского района, оз. Токко и хр. Кет-Кап [Угрюмов А. Н., 1970; и др.]. Его юго-западным продолжением являются, вероятно, щелочные сиениты п-ова Святой Нос на оз. Байкал. Пространственно он совпадает с Байкало-Становой ослабленной зоной.

Северо-Байкальская провинция представлена главным образом мелкими массивами щелочных пород. Крупные массивы единичны, они приурочены к центру провинции и расположены в узлах пересечения разнонаправленных разрывов. Массивы, располагающиеся в фундаменте (вследствие согласного со складчатостью толщ фундамента заложения магмаподводящих разрывов), грубо согласны с простираемим вмещающих толщ, имеют линзобразные формы и параллельные контактам гнейсовидные текстуры пород. Массивы, располагающиеся среди отложений платформенного чехла, лополито- и штокообразные, в плане более или менее изометричны.

Кодаро-Удоканская щелочная провинция включает [Архангельская В. В., 1974] щелочные и нефелиновые сиениты и субщелочные гранитоиды Сакунского массива; субщелочные гранитоиды Ингамакитского массива; монцититы, гранодиориты и гранит-порфиры Имангрских массивов; субщелочные гранитоиды Леприндоканского и Оронского массивов; щелочные сиениты Муруринского штока и др. Пространственное положение массивов комплекса контролируется краевыми разломами запада Алданского щита — Чарской глыбы — и главным образом Байкальской ослабленной зоной. Гранитоидные представители комплекса развиты шире сиенитовых и образуют лакколлиты и

лополиты, располагающиеся между архейским цоколем и перекрывающими его нижнепротерозойскими толщами или внутри этих толщ. Щелочные и нефелиновые сиениты и монцитониты наблюдаются только в нескольких массивах (Сакунский, Имангрские, Муруринский).

Алданская щелочная провинция начинается на западе Алданского щита (в Чарской глыбе) щелочными массивами Мурунского гольца и его района и, протягиваясь через Верхне-Алданский, Урагинский, Токкинский, Кет-Капский районы развития щелочного магматизма, заканчивается на восточной его оконечности щелочными сиенитами и тесно связанными с ними гранитами Одолинского, Алла-Юньского и Томптоканского районов [Максимов Е. П., 1975]. Эффузивные и интрузивные щелочные породы провинции объединяются в алданский вулканоплутонический комплекс.

Мезозойские щелочные породы Сибирской платформы будут охарактеризованы в следующем разделе. Здесь же отметим, что и мезозойские, и палеозойские щелочные породы рассматриваемого пояса весьма тесно связаны в пространственном и возрастном отношении соответственно с мезозойскими и палеозойскими гранитоидами, вплоть до образования единых телескопированных массивов (Бурпалинский, Сакунский и др.). Наличие одинаковых элементов-примесей в щелочных и гранитоидных породах этой группы в соединении с близкими значениями абсолютного возраста и с фактом их совместной локализации свидетельствует о возможности существования между ними генетической связи [Архангельская В. В., 1974].

Форма и строение массивов палеозойских и мезозойских щелочных пород пояса в деталях отличаются, что связано с особенностями их размещения и в основном глубиной формирования. Так, различаются массивы щелочных и нефелиновых сиенитов, залегающие: 1) в нижнем структурном ярусе региона (в архейском фундаменте); 2) в среднем структурном ярусе (в шовных прогибах, заложенных на Байкальской зоне и на других ослабленных областях развития глубинных разломов) и 3) в верхнем структурном ярусе — в толще платформенных отложений или непосредственно под нею, на архейском фундаменте, приподнимая ее. Глубина образования массивов уменьшается от первой группы к третьей. Массивы первой группы — трещинные, вытянуты вдоль контролирующих их разрывов; глубина их формирования 2—5 км; они представляют собой тела выполнения магмоподводящих каналов (Сакунский, Муруринский). Массивы третьей группы субвулканические — это лакколиты с «насаженными» на них вулканическими конусами (Муруринский), окруженные силлами сиенит-диоритов, граносиенитов, гранодиоритов и имевшие некогда связь с земной поверхностью; реже это мелкие штокообразные тела с пластовыми апофизами во вмещающие породы платформенного чехла (Дже-

линдинский). Глубина формирования массивов третьей группы менее 1 км, время образования мезозой. Архейский фундамент под лакколитами, как правило, приподнят, образуя изометричный купол. Массивы второй группы по форме промежуточные между массивами первой и третьей групп; они представлены лакколитами (Имангрские массивы), лополитами (Сыннырский массив), а чаще штоками, сформировавшимися на глубине от 1 до 3 км.

Палеозойские щелочные породы и связанные с ними гранитоиды локализованы в Байкальской ослабленной области, представленной к началу палеозойской эры рифтоподобной структурой [Салоп Л. И., 1967] — узким шовным межгорным прогибом — грабеном, в котором накапливались верхнепротерозойские терригенные (сеньская свита Каларской депрессии), в меньшей степени эффузивные (основные) и вулканогенные (сыннырская свита Северо-Байкальского нагорья), а также нижнекембрийские терригенно-карбонатные отложения мощностью от сотен метров до первых километров. Отложения нижней части комплекса, выполняющего прогиб, хотя и относятся некоторыми исследователями [Клитин М. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С., 1970] к континентальным молассовым образованиям, но не имеют типично молассового характера. Отложения верхней части комплекса все исследователи считают платформенными. Как установлено [Салоп Л. И., 1964; Клитин М. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С., 1970; и др.], прогиб развился в осевой части Байкало-Витимского поднятия, оформившегося к рифею, но заложенного, по-видимому, еще в среднем протерозое. Судя по фациальному анализу верхнепротерозойских и кембрийских отложений, прогиб расчленился на отдельные грабены — депрессии более или менее протяженными перемычками и не имел связи с крупными морскими бассейнами.

Среди частных депрессий прогиба выделяются Средне-Витимская, Талоинская, Холоднинская, Ангаро-Мамская, Верхне-Каларская (см. рис. 17), представляющие собой в настоящее время нормальные или односторонние грабены. Складчатость отложений, выполняющих прогибы, слабая; по типу консолидационная, приразломная и магматогенная. Простираение впадин параллельно простиранию Байкальской ослабленной области. Наибольшая мощность отложений прогиба — свыше 8 км.

С конца нижнего кембрия, начиная с крайних западных частей, прогиб постепенно отмирает, но в восточных частях сохраняется, по-видимому, вплоть до начала силура (наличие ордовикских отложений в Верхне-Каларской депрессии). Впоследствии на некоторых его участках возникли унаследованные мезо-кайнозойские депрессии (Верхне-Каларская). На рифтовую природу прогиба указывают многие особенности его раз-

вития, строения, химизма связанных с ними интрузивных и эффузивных пород, предшествовавшее ему сводовое поднятие, щелочной характер присущих ему магматических образований и т. д.

Лишь один Сакунский массив палеозойских щелочных пород находится вне пределов Байкальской ослабленной области. Это типично трещинный интрузив, выполнивший канал в фундаменте. Размещалась ли над этим каналом в палеозое депрессия, подобная Верхне-Каларской, неизвестно, так как в настоящее время район массива — высоко поднятый блок земной коры.

Палеозойские щелочные породы пояса, как было указано, обособляются в две провинции (Северо-Байкальскую и Кодаро-Удоканскую). Между ними в центральной части пояса, располагающейся на простирании Вилуйского авлакогена, массивы щелочных пород отсутствуют, но широко развиты генетически связанные с этими породами палеозойские гранитоиды. Такое размещение палеозойских щелочных пород, вероятно, обусловлено большей раздробленностью архейского цоколя в той части Байкальской ослабленной области, которая расположена на простирании авлакогена, большей его подвижностью и проницаемостью, что не благоприятствовало возникновению щелочных дифференциатов щелочноземельных магм.

Мезозойские щелочные породы пояса и связанные с ними гранитоиды приурочены к Становой ослабленной зоне и другим разрывам Алданского щита и часто размещаются в отложениях платформенного чехла над зонами глубинных разломов, ограничивающих выступы фундамента и пересекающих его. Они образуют также межформационные (между чехлом и фундаментом) или трещинные (в фундаменте) массивы. Отчетливой приуроченности этих пород к депрессионным тектоническим структурам в Олекмо-Витимской стране не наблюдается, а на Алданском щите она выявляется (щелочные породы в Чульманской, Гонамо-Сутамской, Нуямской депрессиях Южно-Алданской системы впадин). Установлено [Максимов Е. П., Угрюмов А. М., 1971; Максимов Е. П., 1972; 1972; и др.], что эти впадины — сохранившиеся участки существовавшего в мезозое узкого протяженного Южно-Алданского асимметричного прогиба. Прогиб был вытянут вдоль северного подножия Станового хребта, с ответвлениями к северу (Гонамо-Нуямская депрессия), и с более крутым южным бортом. Он был заложен на Становой ослабленной области и унаследован от протерозоя.

В этом прогибе накапливались континентальные терригенные юрские и меловые отложения с прослоями щелочно-основного (эффузивов, щелочные базальты), среднего и кислого (до риолитов) состава, комагматичных щелочным породам массивов. Щелочные породы слагают массивы центрального типа,

размещенные во впадинах-грабенах и их бортах на линиях разрывов разных направлений, осложняющих главную грабен-горстовую структуру Южно-Алданского прогиба, и представлены почти исключительно калиевыми разновидностями нефелиновых и щелочных сиенитов, в том числе псевдо- и эпилейцитовыми сиенитами [Кравченко С. М., Власова Е. В., 1962] и эссекситами [Кац А. Г., 1968]. Связанные с ними гранитоиды образуются то раньше, то позже них и залегают в основном в депрессиях. В деталях картина, естественно, более сложная [Максимов Е. П., Угрюмов А. Н., 1971].

Особенности тектонического строения Южно-Алданской системы впадин, состав связанных с ней вулканитов и интрузивных пород, а также некоторые другие признаки сближают ее с современными континентальными рифтовыми структурами и позволяют отнести к палеорифтовым зонам [Красный Л. И., Ициксон М. И., 1970], а породы алданского вулcano-плутонического комплекса — к рифтогенным.

Таким образом, верхнепалеозойская система рифтов, заложившаяся на Байкальской ослабленной области, к востоку наращивалась ниже-среднемезозойской системой рифтов Становой ослабленной области, т. е. развитие континентальной рифтовой системы в пределах Байкало-Становой ослабленной области происходило последовательно во времени и в пространстве. Отсюда понятно отмечаемое всеми исследователями сходство и даже тождество химико-петрографического и минерального состава, геохимии и металлогении мезозойских щелочных сиенитовых и щелочноземельных гранитоидных пород Алданского щита и верхнепалеозойских щелочных сиенитовых и щелочноземельных гранитоидных пород протоплатформенной части Байкальской горной области, а также постепенное омоложение абсолютного возраста последних [Архангельская В. В., 1974] в направлении с запада на восток.

Тенденция последовательного во времени и в пространстве (с запада на восток) наращивания рифтовой системы сохранилась и впоследствии, в эпоху возникновения примерно на том же месте системы современного Байкальского рифта.

Палеозойские щелочные арфведсонит-рибекитовые граниты известны пока лишь в южном обрамлении Сибирской платформы, в Восточно-Саянском краевом поднятии, где они приурочены к ее краевому шву. Такие граниты развиты значительно шире южнее этого района — уже в области завершенной каледонской складчатости, обрамляющей платформу. Вместе все массивы таких гранитов образуют единую щелочно-гранитоидную провинцию, характеризующуюся общностью возраста представляющих ее пород и сходным характером проявлений в них аксессуарной минерализации. Это, собственно, провинция области завершенной каледонской складчатости.

#### 4. МЕЗОЗОЙСКИЕ И КАИНОЗОЙСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Мезозойская и кайнозойская эры геологической истории наряду с протерозойской (нижнепротерозойская и позднерифейская эпохи) характеризуются относительно интенсивным редкометальным рудообразованием, проявившимся как на платформах, так и в областях завершенной складчатости.

**Северная Америка и Гренландия.** На Северо-Американской платформе и в Гренландии редкометальные месторождения этого возраста представлены следующими генетическими типами: редкометальными карбонатитами, гидротермальными редкометальными месторождениями, редкометальными щелочными гранитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами.

Карбонатитовое месторождение Ока располагается на Канадском щите, в южной его части в пределах щелочной провинции Нипигон-Оттава-Монтереджиян (см. рис. 9). Массив прорывает докембрийские гнейсы и гранулиты, сложен главным образом кальцитовыми карбонатитами, затем ийолитами, мельтейгитами, окантами (нефелин-мелилитовыми породами), нефелиновыми пироксенитами, нефелиновыми сиенитами. В карбонатитах наблюдается акцессорная редкометальная минерализация (пирохлор, бетафит, ниокалит, дизаналит и др.). Содержание пятиоксида ниобия в карбонатитах в среднем 0,2—0,3%. Месторождение по запасам ниобия весьма крупное. Кальцитовые карбонатиты древнее силикатных пород массива, абсолютный возраст их нижнемеловой — 117 млн. лет [Карбонатиты, 1969; Щелочные провинции..., 1974].

Аналогично Арбарастахскому массиву Алданского щита, а также карбонатитовым массивам многих других районов (Чадобецкого поднятия Сибирской платформы; Восточно-Африканским) массив Ока располагается в небольшом куполовидном поднятии фундамента Канадского щита, находящемся в одном из широтных рифтов — грабенов Нипигон-Оттавской рифтовой системы (активизация которой имела место, таким образом, и в мезозойский период), на пересечении его с субмеридиональным грабеном р. Св. Лаврентия. Последний — один из северных составляющих мощной рифтовой системы, протягивающейся от берегов Северного Ледовитого океана на юг вплоть до Мексиканского залива. К этой системе пространственно приурочены также и другие карбонатитовые комплексы Северо-Американской платформы, в частности комплекс Магнет-Ков с одноименным тантал-ниобиевым месторождением.

Карбонатитовый меловой комплекс Магнет-Ков находится в штате Арканзас. Он сложен ийолитами, уртитам, мельтейгитами, якупирангитами, карбонатитами, фойяитами и лейцитовыми порфирами; имеет концентрически-зональное внутреннее строение и располагается среди карбоновых сланцев и песчаников. Карбонатиты содержат акцессорные количества апатита,

монтichelлита, перовскита, магнетита, рутила. Ниобиевые минералы в них отсутствуют, весь ниобий рассеян по аксессуарным минералам. Так, в перовските карбонатитов содержится 5—9%  $Nb_2O_5$ , в рутиле 1,7%, в бруките до 9,6% [Fryklund V. C. e. a., 1954]. В районе Магнет-Ков известно еще несколько массивов ультраосновных-щелочных пород (Фурч, Литл-Рок).

Пространственно комплекс Магнет-Ков и эти массивы связываются с субмеридиональной так называемой Миссисипско-Аппалачской верхнепалеозойско-мезозойской палеорифтовой системой [Geology and Economic..., 1970], которую еще именуют Миссисипско-Лаврентьевской зоной активизации [Розинов М. И., 1975]. Эта система частично наложена на герциниды Аппалач, а в целом протягивается из долины р. Св. Лаврентия на юг практически через всю эприфейскую Северо-Американскую платформу. Южнее штата Иллинойс система разветвляется. Основная ее ветвь продолжается на юг, где она выражена перекрытым кайнозойскими отложениями мезозойским грабеном нижнего течения р. Миссисипи, а побочная протягивается на запад — в штаты Миссури и Канзас, параллельно складчатой системе Уачита [Милановский Е. Е., 1976].

Система формировалась постепенно, наращиваясь с севера, где рифт Св. Лаврентия существовал уже к началу палеозоя [Geology and Economic..., 1970], на юг, где грабен р. Миссисипи оформился лишь к началу мезозоя. Северная часть системы унаследована от более древней — протерозойской рифтовой системы: как указывалось, в гренвильскую эпоху вдоль северо-восточной границы древнего ядра Канадского щита существовал одноименный перикратонный прогиб с ответвлениями — трогами внутрь ядра. Позже на этом примерно месте возник верхнепалеозойский рифт Св. Лаврентия, омоложившийся в мезозое и кайнозое [Щелочные породы, 1976]. В кайнозое южная часть Миссисипско-Аппалачской системы была частично унаследована кайнозойскими рифтами, формирование которых сопровождалось излиянием щелочных базальтов [Милановский Е. Е., 1976] и возникновением мелких субвулканических тел, сложенных оливиновыми и мелилит-оливиновыми нефелинитами [Щелочные провинции..., 1974; Baldwin O. D., Adams J. A. S., 1971]. Тела эти вскрыты бурением. Они располагаются вдоль северной границы впадины Голфкост (примыкающей с севера к глубоководной котловине Мексиканского залива и, возможно, представляющей собой ее периферическую часть), в пределах так называемой Периферической рифтовой системы [Walthall B. H., Walper J. L., 1967]. Эта система морфологически выражена цепочкой грабенов, дугообразно окаймляющих впадину Голфкост с севера.

Гидротермальные мезозойские и кайнозойские бериллиевые месторождения Северо-Американской платформы находятся в ее юго-западной части — в области «неустойчивой» платформы

плато Колорадо и его южного продолжения, в настоящее время перекрытого кайнозойскими отложениями. Месторождения и рудопоявления составляют так называемый Невадо-Ютский рудный пояс флюорит-бериллиевых месторождений [Коган Б. И. и др., 1975]. Наиболее крупные и известные месторождения пояса — Томас-Рейндж (Спер-Маунтин) в штате Юта США и Агуачилле в Мексике. Из других месторождений можно отметить Голд-Хилл в штате Юта и Маунт-Уилер в штате Невада, США. Кроме бериллия и флюорита месторождения пояса нередко содержат промышленные концентрации лития и цинка.

Оруденение генетически связано с третичными (миоценовыми) вулканогенными (гипабиссальными) породами — силлами, штоками, дайками кварцевых сиенитов, монзонитов, риолитовых порфиров — с абсолютным возрастом около 20 млн. лет. Располагается оно в зонах дробления миоценовых же туфов (Томас-Рейндж) или меловых известняков (Агуачилле), реже в интрузивных породах — в кварцевых монзонитах (Голд-Хилл.). Оруденение представлено флюоритизированными жилами и зонами с гематитом, реже кварц-кальцит-адуляровыми жилами. Бериллиевая минерализация в жилах и зонах акцессорная, представлена бертрандитом, фенакитом, гельбертрандитом. Содержание бериллия в наиболее крупных месторождениях составляет от 0,6—0,7 до 0,3—0,5% окиси бериллия; запасы окиси бериллия в рудах (Томас-Рейндж) 3,5 млн. т [Park G. M., 1970].

Пространственно и генетически бериллиевые месторождения Невада-Ютского пояса связаны с формированием кайнозойской рифтовой системы Кордильер, того ее сегмента, который наложен на «неустойчивую» часть Северо-Американской платформы, т. е. на плато Колорадо и его южное продолжение [Система рифтов..., 1970; Park G. M., 1970]. Более конкретно: возникновение месторождений пояса связано с формированием и развитием рифта Риу-Гранде, ограничивающего плато Колорадо с востока (см. рис. 8; 24).

Так, месторождение Агуачилле располагается в куполовидном поднятии — вулканоструктуре с кальдерой проседания в ее центре и с кольцевой дайкой риолитовых порфиров по периферии. В кальдере, в свою очередь, располагается неск щелочных кварцсодержащих сиенит-порфиров. Оруденение приурочено к экзоконтакту кольцевой дайки. Вулкано-структура Агуачилле находится в рифте—грабене, выполненном карбонатными отложениями, пологое конседиментационное залегание которых осложнено приразломной и магматогенной (в результате дипирового воздымания вулканоструктур) складчатостью. Другие месторождения пояса располагаются или тоже в грабенах—рифтах, или в их бортах.

Щелочные (рибекитовые) граниты, щелочные и нефелиновые сиениты (в отдельных массивах с редкометальной минера-

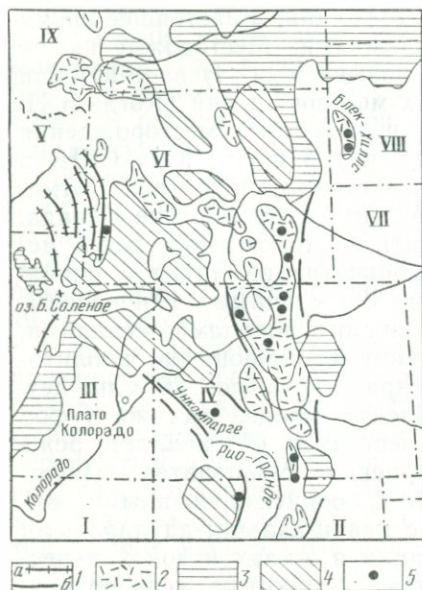


Рис. 24. Структура Восточных Скалистых гор и плато Колорадо. По М. Кей и Э. Колберту [1965 г.] с дополнениями Д. Ирдли [Система рифтов..., 1970] и редкометальные месторождения этого района.

1 — складки разрыва (а), разрывы (б); 2 — докембрийские горы; 3 — впадины — грабены, выполненные отложениями палеоцена. 4 — впадины — грабены, выполненные отложениями зоцена (разломы, ограничивающие горсты и впадины, не показаны); 5 — редкометальные месторождения. США, штаты: I — Аризона, II — Нью-Мексико, III — Юта, IV — Колорадо, V — Айдахо, VI — Вайоминг, VII — Небраска, VIII — Южная Дакота, IX — Монтана

лизацией) также известны в пределах плато Колорадо, где их формирование связано с возникновением и развитием позднемезозойско - кайнозойской рифтовой системы [Милановский Е. Е., 1976].

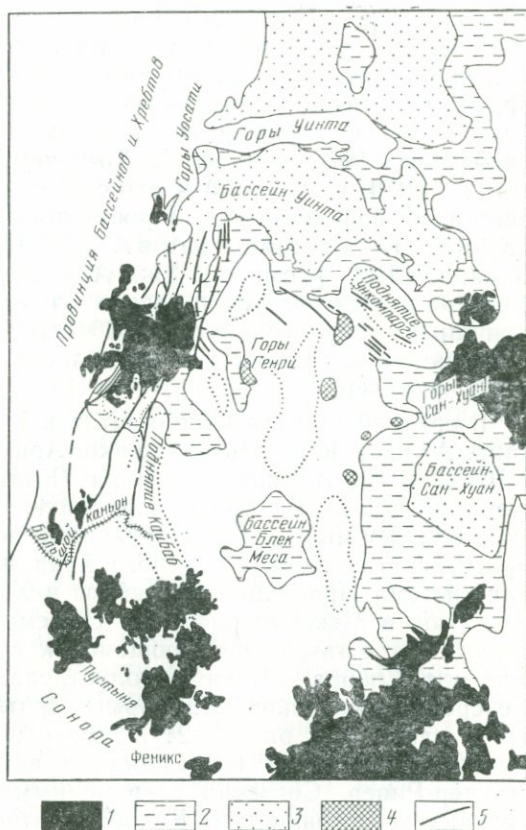
Пространственно массивы этих пород ассоциируют, по-видимому, с комагматичными им эффузивами (фонолиты, лейцитовые фонолиты, щелочные трахиты, абсарокиты или ортоклазовые базальты, риолиты, андезиты, базальты), образующими небольшие по площади вулканические поля Хопи-Бата, Сан-Хуан, Йеллоустонского парка и др. (рис. 25). Вместе эти поля и массивы субвулканических щелочных пород образуют меридиональный пояс, протягивающийся на расстояние более полутора тысяч километров от гор Девис-Маунтин, Чикос-Филд на юге до гор Берпо и Литл-Рок на севере.

Главная масса вулканитов и тесно с ними связанных массивов щелочных пород по абсолютному возрасту относится к палеогену, но известно несколько массивов мелового и третичного возраста. Массивы прорывают докембрийские образования плато Колорадо, чехол платформенных отложений палеозоя и нижнего мела и располагаются главным образом в пределах Восточных Скалистых гор и самого плато Колорадо. Рассматриваемые массивы калиевых щелочных гранитов, нефелиновых и щелочных сиенитов подробно описаны [Тернер Ф. Дж., Ферхуген Дж., 1961; Larsen e. a. 1941; и др.].

Формы массивов — это формы типично платформенных интрузивов: мелкие штоки, силлы, плоские лакколлиты, лополиты, акмолиты и т. п. В связи с массивами нефелиновых и щелочных сиенитов и щелочных гранитов известны щелочные пегматиты с редкометальной (эвдиалит, эльпидит, циркон, катаплеит) минерализацией (массив Роки-Бой в горах Берпо), полиметалли-

Рис. 25. Структуры плато Колорадо. Деталь рис. 24.

1 — лавовые поля; 2 — меловые отложения; 3 — палеоген; 4 — лакколиты; 5 — разломы



ческие, золотые и редкометалльные месторождения (Крипл-Крик, Клаймекс и др.).

Пояс развития базальтовых, риолитовых, трахитовых лав и ассоциирующих с ними субвулканических щелочных образований пространственно совпадает с горстами и грабенами — рифтами кайнозойской рифтовой системы Рио-Гранде и впадин Денвер, Делавер, Паудер-Ривер, ограничивающих с востока плато Колорадо [Кук К. Л., Томпсон Дж. А.— Система рифтов..., 1970]. Лавовые поля и массивы щелочных пород располагаются в горстах — «плечах» (в бортах) отдельных грабенов — рифтов и в горстовых перемычках между грабенами. Восточные Скалистые горы, в пределах которых и прослеживается главная масса рассматриваемых массивов, представляют собой такой сложный горст — восточное «плечо» рифтовой системы.

Итак, кайнозойские и мезозойские редкометалльные месторождения Северо-Американской платформы в пространственно-временном отношении связаны с двумя рифтовыми системами — мезо-кайнозойской Миссисипско-Аппалачской, протягивающейся

по восточному краю платформы, и кайнозойской Кордильерской, протягивающейся вдоль западного края платформы и наложенной главным образом на складчатую структуру Кордильер, но в средней своей части — и на западную часть Северо-Американской платформы — на плато Колорадо [Милановский Е. Е., 1976; Кук К. Л., Томпсон Дж. А.— Система рифтов..., 1970; и др.]. Эта часть системы (сегмент ее) именуется еще рифтовой системой Провинции Бассейнов и Хребтов [Кук К. Л.— Система рифтов..., 1970] или рифтовой системой Запада США [Томпсон Дж. А.— Система рифтов..., 1970]. Система протягивается с севера на юг более чем на 4000 км при ширине местами более 1000 км и является эпигорной, т. е. системой, наложенной на область завершенной складчатости Кордильер.

В средней части, в районе штатов Колорадо, Арканзас, Монтана, Айдахо, Юта, Нью-Мексико, Аризона, частично Вайоминг (США) и Британская Колумбия (Канада), где система наложена на плато Колорадо (западную часть Северо-Американской платформы), она раздваивается: основная, западная, ветвь протягивается вдоль западного края плато Колорадо (рифтовая система Провинции Бассейнов и Хребтов и продолжающая ее на юг в Мексику рифтовая система Сонора—Чиуауа), восточная же ветвь, ответвляющаяся к северо-северо-востоку от системы Сонора,— Чиуауа полуотделяет плато Колорадо от Северо-Американской платформы, протягиваясь по восточному краю плато (см. рис. 8, 24). Этот отрезок рифтовой системы именуется системой Рио-Гранде и впадин Денвер, Делавер, Паудер-Ривер. Согласно современным представлениям американских геологов, плато Колорадо относят теперь к «неустойчивой» части Северо-Американской платформы [Гамильтон У., Майер У. Б.,— Система рифтов..., 1970].

Основная, западная, ветвь Кордильерской рифтовой системы имеет восточным «плечом» плато Колорадо и южнее глыбовое поднятие Сьерра-Мадре (на широте грабен Соноры), а западным «плечом» — глыбовое поднятие Сьерра-Невада. Ширина «плеч» рифта Рио-Гранде 16—48 км, они наклонены в сторону от рифта. Восточное «плечо» — Северные, Центральные и Южные Восточные Скалистые горы, западное — само плато Колорадо.

Грабены кайнозойской рифтовой системы Кордильер позднемезозойско-кайнозойского заложения, выполнены 4—5-метровыми толщами главным образом кайнозойских и местами мезозойских отложений.

Рифтовая система Рио-Гранде длиной более 1000 км, ширина впадин-грабен рифта 24—88 км, в среднем 48 км. Максимальная глубина их 8 км, максимальная мощность осадков 7 км. Главные впадины южной части рифта: Арканзасская, Сан-Луис, Эспанола, Санто-Доминго, Альбукерка.

Рифтовая система Провинции Бассейнов и Хребтов имеет ширину 240 км и состоит из ряда чередующихся горстов и грабен (клавишная структура), максимальная глубина грабен 11 км, а мощность осадков 9 км [Baetz, 1967; Система рифтов . . . , 1970; и др.].

Кордильерская рифтовая система на севере, возможно, продолжается рифтовой системой Канадского Арктического архипелага [Bostrom R. C., 1967], а на юге переходит в Восточно-Тихоокеанское срединноокеаническое поднятие. Рассматриваемая рифтовая система характеризуется, как и типично платформенные (эпиплатформенные) системы, большим тепловым потоком, высокой сейсмичностью, широким развитием вулканизма. Вулканическая деятельность имела место в олигоцене, миоцене и позднее вплоть до антропогена, но особенно интенсивна была в миоцене. Излияния имели андезитовый, латитовый, липаритовый состав с примесью щелочных фонолитовых и трахитовых лав [Ирдли А., 1963], их основная масса сформировалась до образования горстов и грабен.

**Южная Америка.** На территории Южно-Американской платформы известны крупнейшие в мире мезозойские редкометалльные месторождения Араша, Посус-де-Кальдес, Якупиранга и др. Генетически они представлены карбонатитовыми и нефелин-сиенитовыми месторождениями, которые располагаются в восточной — приатлантической — части Восточно-Бразильского щита (рис. 26). Восточно-Бразильский щит в раннем мезозое представлял собой область суши; лишь на отдельных участках (впадины Парано, Мараньяо) отлагались эоловые песчаники, а также пестрые (континентальные красноцветные и морские карбонатно-терригенные и эффузивно-пирокластические) юрские образования (платформенная Патагония).

В начале мезозоя в пределах Восточно-Бразильского щита имели место первые проявления его мезо-кайнозойской активизации [Almeida F. F. M., 1972]. В результате сформировался ряд северо-северо-восточных узких линейных грабен, наложенных на восточную часть Восточно-Бразильского щита (грабены Баия, Мараэпу, Арарипе, Санта-Люция и др.), а также расположенных вдоль его восточного берега (грабены Сан-Луис, Сан-Паулу, Сергнипе-Алагоас и др.). Грабены первой группы выполнены меловыми отложениями мощностью до 5 км, грабены второй группы, видимо, еще более глубокие — более 5—8 км [Almeida F. F. M., 1972], частично скрыты под водами Атлантического океана и поэтому характер их восточных границ неясен (рис. 27).

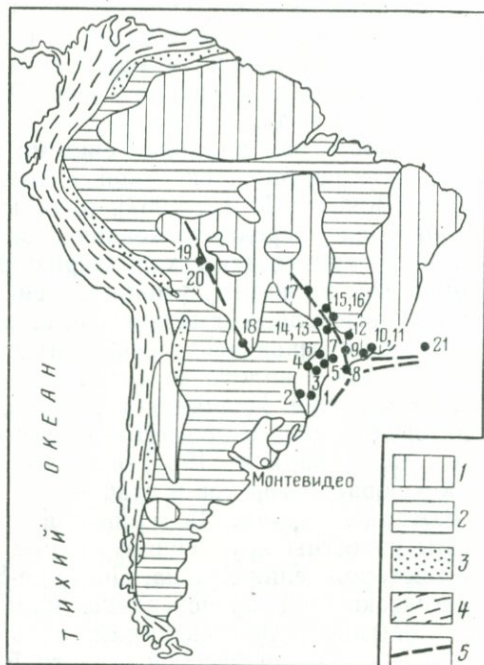
Почти одновременно в начале мела началось массовое излияние платобазальтов (траппов), сопровождавшееся интрузиями диабазов, долеритов и габбро, сформировавших силлы, штоки и дайки. Масштаб излияний был огромен. Поле развития траппов располагается западнее обеих групп грабен, вытяну-

Рис. 26. Редкометалльные месторождения в щелочных породах Южной Америки. По Ю. Л. Капустину [Щелочные провинции..., 1974].

1 — щиты и срединные массивы; 2 — внутриплатформенные прогибы; 3 — предгорные прогибы; 4 — палеозойские и мезозойские складчатые зоны; 5 — линейменты.

Массивы и месторождения:

1 — Анитаполис, 2 — Ладжес, 3 — Якупиранга, 4 — Итапирапуана, 5 — Серроге, 6 — Ипанема, 7 — Посус-де-Кальдес, 8 — Сан-Себастьян, 9 — Итатинья, 10 — Тингуа, 11 — Кабуфриу, 12 — Тапира, 13 — Араша, 14 — Салитри, 15 — Каталан, 16 — Коромандель, 17 — Жоания, 18 — Паранский, 19 — Ла-Пас, 20 — Церро-Сако, 21 — Тринидад



то, как и грабены, в северо-северо-восточном направлении и занимает площадь более 1 млн. км<sup>2</sup>. Траппы выполняют синеклизы Параны, Мараньяо, а также перекрывают более северные участки Южно-Американской платформы. Максимальная мощность траппов (1800 м) наблюдается в узком меридиональном трое осевой части синеклизы Параны. Среди траппов встречаются, правда в подчиненном количестве, породы повышенной щелочности (фонолиты, трахиты, риолиты).

В тесной связи с формированием грабенов и горстов — перемычек между ними — и с изливанием траппов стоит возникновение кольцевых нефелин-сиенитовых и карбонатитовых комплексов, таких, как Араша, Тапира, Якупиранга, Посус-де-Кальдес и др. [Almeida F. F. M., 1972]. Эти комплексы включают крупнейшие в мире редкометалльные месторождения — ниобиевые (Араша, Тапира), циркониевые и редкоземельные (Посус-де-Кальдес) и др.

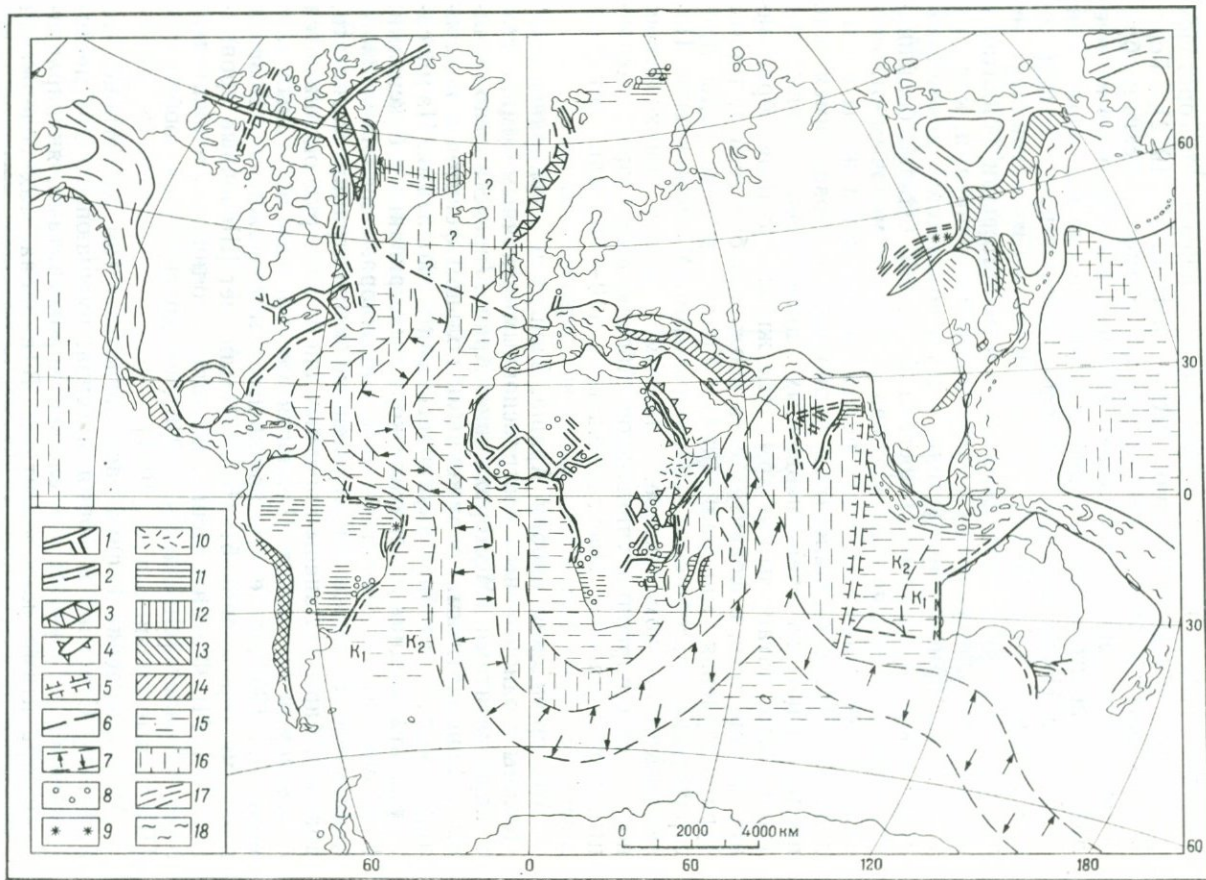
Абсолютный возраст траппов и сопровождающих их интрузивных пород 120—130 млн. лет; карбонатитовых комплексов, в частности пород массивов Якупиранга, Арашу, 134—151 млн. лет (начало мела); вулканических пород о. Сан-Себастьян и Атлантического побережья юго-западнее г. Рио-де-Жанейро уже более молодой позднемеловой — эоценовый (50—100 млн. лет).

Наиболее обильны массивы карбонатитов и щелочных и нефелиновых сиенитов в так называемом своде Понта-Гроссу — горстовой перемычке, разделяющей впадины Параны и Сан-Паулу, а также вдоль западного борта первой — в горстовом поднятии Гуапору в Боливии [Almeida F. F. M., 1972]. Горст Понта-Гроссу сложен докембрийскими метаморфическими образованиями, которые и прорывают массивы карбонатитов и нефелиновых сиенитов, вмещающие редкометалльные месторождения.

Массив Посус-де-Кальдес морфологически представляет собой крупную (30×35 км) более или менее изометричную депрессию. Массив сложен фойяитами и лейцитовыми фойяитами, феолитами, тингуанитами и нефелиновыми сиенитами, как считают некоторые исследователи, двух возрастов: докембрийского и юрско-мелового [Tolbert G. E., 1966]. Однако большинство геологов все породы массива относят к меловым отложениям. В трещинах щелочных пород наблюдаются жилы с калдаситом (смесь баддалеита и циркона), образовавшимся, как предполагают, за счет первичных циркониевых минералов (эвдиалита, катаплеита и др.). Эти жилы — рудные образования. Кроме того, в фойяитах есть прожилки бастнезита, торита (урано-ториевая минерализация). Урано-ториевые руды пространственно разобщены с циркониевыми. Месторождение Посус-де-Кальдес комплексное, главным образом циркониевое; по запасам циркония уникальное. Абсолютный возраст щелочных пород массива Посус-де-Кальдес 110—147 млн. лет (меловой).

Месторождения ниобия Араша, Тапира и Якупиранга приурочены к одноименным ультраосновным-щелочным комплексам с карбонатитами. Месторождение Араша представлено мощными карбонатитами, окруженными кольцом фенитов и подстилающимися на глубине якупирангитами и ийолитами. На массиве развита мощная латеритная кора выветривания с бокситами. Карбонатиты содержат 6—14% пироклора, представленного пандаитом, а также промышленные концентрации магнетита, апатита, барита. Запасы коренных ниобиевых руд оцениваются более чем в 80 млн. т. [Геология месторождений рудных элементов..., 1968], т. е. это крупнейшее месторождение. Возраст пород месторождения 51—133 (?) млн. лет [Щелочные провинции..., 1974]. Форма массива, по данным одних исследователей, лакколлитовая [Guimarães, 1946], а других — штокообразная [Щелочные провинции..., 1974].

Месторождение Тапира располагается в том же регионе, что и Араша. Строение и форма массива, вмещающего это месторождение, не изучены. Он сложен пироксенитами, якупирангитами, трахитами, карбонатитами. В карбонатитах содержатся апатит, магнетит, пироклор, перовскит [Карбонатиты, 1969]. На этом массиве, как и на массиве Араша, развита мощная латеритная кора выветривания. По запасам ниобия месторождение



Тапира крупное и, видимо, уступает только месторождению Араша [Щелочные провинции. . ., 1974].

Массив Якупиранга сложен нефелиновыми сиенитами и ийолитами по периферии и пироксенитами, якупирангитами, перидотитами в центральной части. Карбонатитовый шток располагается в центре массива среди ультрабазитов. Карбонатиты кальцитовые, содержат до 12% апатита, а также пироксид, магнетит, оливин, биотит, бадаллеит. На массиве развита кора выветривания. Абсолютный возраст пород массива 151—134 млн. лет. Кроме массивов Араша, Тапира, Якупиранга в пределах свода Понта-Гроссу известны и другие карбонатитовые массивы (Серроте, Итапирокуана, Анитаполис, Ипанема).

По западную сторону синеклизы Параны тоже располагаются массивы щелочных и нефелиновых сиенитов с кальцитовыми жилами, содержащими барит. Это щелочные породы Боливийской щелочной провинции, представленные массивами Ла-Пас, Церро-Сако, Тринидад [Щелочные провинции. . ., 1974; Геология месторождений редких элементов. . ., 1968]. Провинция приурочена к горсто-сводовому поднятию Гуапору, по-видимому, представляющему собой западное плечо мезо-кайнозойского рифта осевой части синеклизы Параны [Almeida F. F. M., 1972].

На крайнем северо-восточном фланге мезо-кайнозойской рифтовой системы Восточно-Бразильского щита недавно обнаружены массивы верхнемеловых — эоценовых рибекитовых гранитов, сходных с рибекитовыми гранитами плато Джос в Западной Африке. Пространственно и генетически эти массивы тесно связаны с более широко здесь распространенными верхнемеловыми же трахитами, риолитами, комендитами и другими слабощелочными эффузивами и субвулканическими породами, образуя с ними единые вулканоплутонические комплексы. В свою очередь, формирование этих комплексов — результат рифтообразующей тектонической деятельности [Милановский Е. Е., 1976] (см. рис. 26).

Система мезо-кайнозойских рифтов Восточно-Бразильского щита в целом наследует позднедокембрийскую (рифейскую) рифтовую систему Восточной Бразилии (там же).

**Африка.** Мезозойские и кайнозойские месторождения Африканской платформы весьма многочисленны и представлены

---

Рис. 27. Щелочные породы рифтовых зон позднего мезозоя — раннего кайнозоя (мел — палеоген). По Е. Е. Милановскому [1976].

1—3 — рифтовые зоны; 4 — сводовые поднятия — горсты, связанные с развитием рифтовых зон; 5 — горсты; 6 — разломы; 7 — предполагаемые зоны горизонтального растяжения; 8 — мел-палеогеновые карбонатитовые комплексы и кимберлиты; 9 — щелочные граниты; 10 — палеогеновые базальты; 11 — меловые базальты (траппы); 12 — кайнозойские базальты; 13 — меловые вулканоплутонические пояса; 14 — палеогеновые вулканоплутонические пояса; 15 — предполагаемые меловые базальты в океанах; 16 — предполагаемые кайнозойские базальты в океанах; 17 — мезозойские эпигеосинклинальные орогенные пояса; 18 — мезо-кайнозойские геосинклинальные пояса

главным образом редкометальными карбонатитами и редкометальными щелочными гранитами (ниобий-танталовые месторождения плато Джос в Нигерии, ниобиевые месторождения в карбонатитах Восточной Африки и др.). Все эти месторождения пространственно и генетически связываются с формированием и развитием двух глобальных меридиональных мезо-кайнозойских рифтовых систем: Восточно-Африканской и Рейнско-Ливийской [Милановский Е. Е., 1976; Глобальные закономерности..., 1974; Колотухина С. Е. и др., 1974; Illies J. H., 1969, 1970; и др.].

Рейнско-Ливийская система протягивается по западной части Африки, а на юге скрывается под водами Гвинейского залива (см. рис. 27, 28). В Западной Африке она представлена (с севера на юг) субмеридиональными кайнозойскими грабенами Триполитании, расположенными южнее залива Сидра (грабен Миссурата и др.); затем грабенами докембрийских массивов Тибести, Хоггар, Аир, имеющими тоже меридиональное простирание; далее северо-западными и северо-восточными грабенами котловины оз. Чад; затем субмеридиональными и субширотными грабенами Бенуэ и низовьев р. Нигер (см. рис. 28).

Как показали Х. Иллиес [Система рифтов..., 1970], Е. Е. Милановский [1976] и другие исследователи, отдельные участки Рейнско-Ливийской рифтовой системы возникали в разные периоды геологической истории. Так, грабен Осло в его современном морфологическом выражении — палеозойская структура, грабен Бенуэ — мезозойская, грабены северной части Сахарской плиты — кайнозойские и т. д. Причем одни из ранее сформировавшихся участков системы впоследствии испытали омоложение в кайнозое, а другие отмерли, законсервировались.

Установлено, что Рейнско-Ливийская рифтовая система унаследовала фрагменты более древних рифтовых структур. Так, грабен Осло, как было показано, сформировался на месте позднедокембрийского грабена; Верхне-Рейнский кайнозойский грабен унаследовал палеозойский.

На месте Африканского (Ливийского) сегмента этой рифтовой системы в позднем докембрии (950 млн. лет назад) существовали геосинклинальные трогги меридионального простирания. Трогги заложились на протоплатформенном основании, фундамент которого представлен архейскими породами узалия и нижнепротерозойскими отложениями суггария, а эпиконтинентальный чехол — карбонатно-терригенными отложениями раннего фаррузия (абсолютный возраст 1000 млн. лет) со строматолитами и прослоями вулканитов [Шуберт Ю., Фор-Мюре А., 1973; Докембрий континентов, 1976].

Такие трогги наблюдаются, в частности, в массиве Хоггар: Фаррузский прогиб вдоль восточного края Хоггарского массива; односторонние трогги Лауни, Арефса, Серсуф, Сервенут и др. во внутренних частях массива. В постфаррузийское время породы

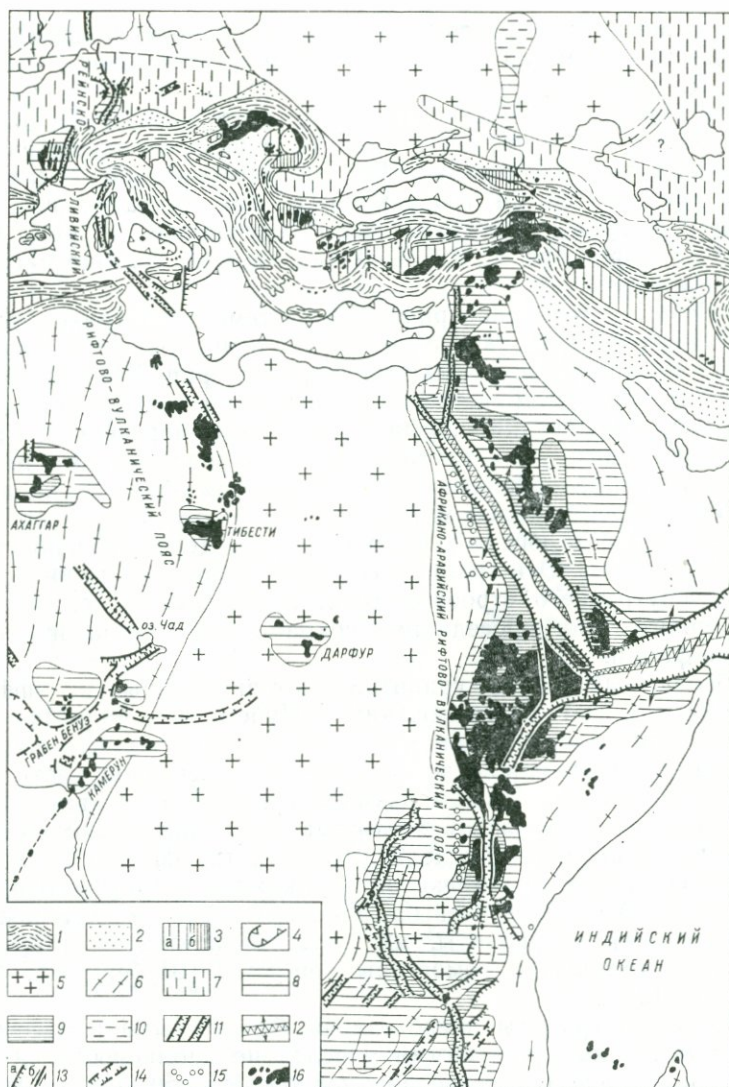


Рис. 28. Щелочные породы Афроаравийского и Рейнско-Ливийского позднекайнозойских рифтовых поясов. По Е. Е. Милановскому [1976].

1—2 — складчатые сооружения и краевые и межгорные прогибы альпийского Средиземноморского пояса; 3 — срединные массивы внутри пояса (а) и их поднятия (б); 4 — впадины с корой субокеанического типа; 5 — области с архейско-нижнепротерозойским фундаментом; 6 — области с фундаментом, регенерированным в рифее; 7 — области с палеозойским фундаментом; 8—10 — участки платформ, поднимавшиеся в неогене — антропогене; 11—12 — рифты; 13 — крупнейшие кайнозойские разломы (а — сбросы, б — сдвиги); 14 — мезозойские грабены; 15 — мезозойские и кайнозойские щелочные породы; 16 — кайнозойские вулканыты

подверглись региональному метаморфизму мета- и катазоны и по степени метаморфизма сравнивались с породами суггария [Caby R., 1969].

Как считает В. Е. Хаин [1971], на месте Рейнско-Ливийской мезо-кайнозойской рифтовой системы в позднем докембрии существовал так называемый Нордиго-Нигерийский подвижной пояс, представленный геосинклинальными трогами, или, как считают геологи, непосредственно изучавшие Африку [Шуберт Ю., Фор-Мюре А., 1973], — мощная зона тектоно-магматической активизации.

С Рейнско-Ливийской рифтовой системой пространственно и генетически связаны тантал-ниобиевые и циркониевые с оловом месторождения в щелочных гранитах Нигерии. Щелочные граниты Нигерии пространственно ассоциируют с комагматичными им риолитами, гранит-порфирами, сиенит-порфирами, реже габбро и сиенитами, а также с другими родственными им эффузивными образованиями. Полоса выходов обеих групп пород тянется в меридиональном направлении более чем на 1000 км от плато Джос на юге до массивов Хоггар, Дорфур и Тибести на севере (рис. 29). Эти граниты слагают субвулканические, кольцевого внутреннего строения тела, в которых в центральных кальдерного типа проседаниях сохраняются иногда их эффузивные фации.

Абсолютный возраст гранитов и комагматичных им эффузивов 160 млн. лет (среднеюрский) [Шуберт Ю., Фор-Мюре А., 1973]. Граниты преобладают в южной части полосы выходов рассматриваемых пород, эффузивы — в ее северной части, что, видимо, связано с большим размывом первой относительно второй. Мощность эффузивов достигает 2 км, они, очевидно, простирались далеко за пределы современных кольцевых вулкано-плутонических комплексов. Вулканизм, сформировавший комплексы, был двухфазовым: в первую образовались различные игнимбриты, риолиты, их туфы, базальты, во вторую — щелочные граниты и гомогенные риолиты [Шуберт Ю., Фор-Мюре А., 1973].

Щелочные граниты представлены биотитовыми и арфведсонит-рибекитовыми разностями. Последние наблюдаются в первых в виде более или менее мощных зон. И в тех и в других содержатся колумбит, касситерит, циркон, ортит, сульфиды; в биотитовых гранитах, кроме того, присутствуют топаз, флюорит, с ними ассоциируют грейзены с топаз-вольфрамовой и бериллиевой минерализацией. В арфведсонит-рибекитовых гранитах вместо флюорита присутствует криолит. Среднее содержание колумбита в биотитовых гранитах 50—265 г/т, максимальное 4 кг/т [Williams F. A., e. a., 1956]. В арфведсонит-рибекитовых гранитах вместо колумбита (реже одновременно с ним) находится пироклор. Средние содержания в рудах месторождений плато Джос пятиоксида тантала 0,02%; пятиоксида ниобия

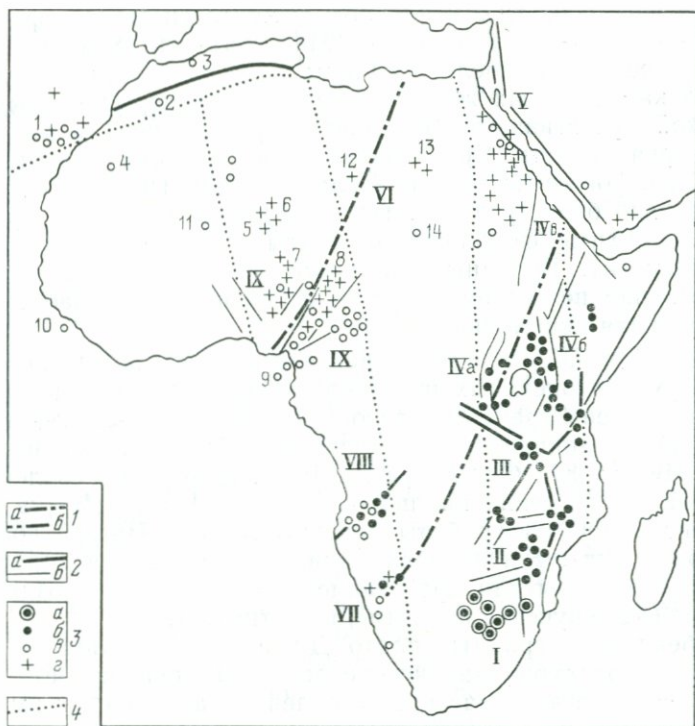


Рис. 29. Размещение щелочных пород в Африке. По К. Л. Волочкович [Щелочные провинции..., 1974].

1 — линии: а — Камеруна, б — Дамарский; 2 — разломы: а — палеозойские, активизированные в мезо-кайнозое, б — кайнозойские; 3 — щелочные породы: а — докембрийские, б — верхнепалеозойско-мезозойские карбонатиты, в — того же возраста нефелиновые сyenиты, г — того же возраста щелочные граниты; 4 — границы поясов развития щелочных пород. Провинции (I—IX) и районы (1—14) развития щелочных пород: I — Трансваальская, II — Родезийская, III — Малави, IVa, IVб, IVв — Восточно-Африканских рифтов, V — Египетско-Суданская, VI — Тибести, VII — Дамаралендская, VIII — Ангольская, IX — Камерун-Хоггарская, 1 — Канарских о-вов, 2 — Тамазерт, 3 — Тальзаст, 4 — Асси-эль-Фогра, 5 — Хоггар, 6 — Аир, 7 — Джос, 8 — Камерун, 9 — Гвинейского залива, 10 — Зеленого мыса, 11 — Дамараленд, 12 — Тибести, 13 — Гэбэлс-Ауэнат, 14 — Дорфур

0,2—0,3%; запасы сотни тысяч тонн пятиокси ниобия и десятки тысяч тонн пятиокси тантала.

Полоса выходов щелочных гранитов Нигерии и комагматичных им эффузивов пространственно тяготеет к глубинному региональному разлому, пересекающему Дагомейско-Нигерийский щит и заложеному еще в архее [Caby R., 1969]. Этот разлом протягивается по территории плато Джос и Хоггар, которые представляют собой горсты-поднятия «плечей» отдельных наиболее крупных грабенов Ливийского сегмента Рейнско-Ливийской рифтовой системы. Так, плато Джос представляет собой северное «плечо» субширотного грабена Бенуэ, а Камерунское поднятие — его южное «плечо» (см. рис. 28).

В северной части Ливийского сегмента системы с формированием кайнозойских грабенов (Миссурат, или Хон-Бу-Нгем, и др.) и горстов (Джебел-бен-Гиема и др.) связаны мощные излияния кайнозойских же базальтов, поля которых прерывистой цепочкой протягиваются от берега Средиземного моря вплоть до нагорья Тибести. Среди базальтовых лав ничтожно развиты трахиты и фонолиты; но в пределах массива Тибести состав лав значительно более разнообразен (базальты, андезиты, трахандезиты, трахиты, фонолиты, липариты и в том числе их щелочные аналоги). Вулканы горстового докембрийского поднятия Тибести еще не совсем потухли, в связи с ними наблюдается фумарольная деятельность.

Южнее, в кайнозойской синеклизе оз. Чад, под чехлом рыхлых верхнеплиоценовых и четвертичных отложений геофизически прослежены грабены северо-западного и юго-западного простираний, возникшие, видимо, еще в мелу [Милановский Е. Е., 1976; Шуберт Ю., Фор-Мюре А., 1973]. К югу они сочленяются с грабенами бассейна нижнего течения р. Нигер (Бенуэ и др.) (см. рис. 28). Хотя грабены нижнего течения Нигера возникли в мезозое, они были подновлены в кайнозое, когда днища грабенов снова испытали проседание, а «плечи» их — воздымание до 2 км (Камерунское поднятие, в частности).

Рибекитовые граниты плато Джос (юрско-мелового возраста) слагают субвулканические массивы центрального типа; пояс — цепочка этих массивов и полей коагматичных им эффузивов — в районе Тибести смыкается с полосой развития кайнозойских базальтов, фонолитов, трахитов северной части Аравийского сегмента Рейнско-Ливийской рифтовой системы [Шуберт Ю., Фор-Мюре А., 1973].

На Камерунском горстовом поднятии тоже развиты продукты вулканизма позднемелового, палеогенового, но в основном миоценового, плиоценового и антропогенного возраста. Вулканизм здесь проявляется и в настоящее время (вулкан Камерун извергался последний раз в 1959 г.). Вулканы Камерунского поднятия как щелочные (нефелиниты, трахиты, фонолиты, риолиты), так и известково-щелочные (базальты, андезиты). Центры излияний приурочены к зоне глубинных разломов юго-западного — северо-восточного простирания, которая на юго-западе скрыта под водами Гвинейского залива и фиксируется там лишь цепочкой вулканических островов. В грабене Бенуэ, выполненном меловыми и кайнозойскими отложениями, центры излияний, видимо, отсутствуют.

Наиболее крупные кайнозойские и мезозойские карбонатитовые месторождения Африки (Мбея, Мрима, Луэш и др.), как и все остальные молодые карбонатитовые комплексы этого континента, связаны с формированием и развитием широко известной мезо-кайнозойской Восточно-Африканской рифтовой системы (см. рис. 27, 28). Е. Е. Милановский [1976] именует ее

Африкано-Аравийским рифтовым поясом, в составе которого выделяет Масайский внутренний массив, срединный массив Виктория, Ньяса-Танганьикскую, Кенийско-Эфиопскую и другие ветви (см. рис. 27) и подчеркивает вслед за Ф. Дикси [1959], что рифтовые зоны (ветви) пояса в основном наследуют древние разломы, ограничивающие архейские кратоны. Поэтому при (в целом) меридиональном простирании пояса большая часть грабенов — рифтов и горстов (перемычек и бортов грабенов) имеет северо-западное, северо-восточное и даже субширотное простирания.

Он отмечает также, что разные звенья (сегменты) пояса сформировались в разные периоды геологической истории, хотя главные звенья образовались на протяжении неогена — антропогена. Так, на южном окончании рифтового пояса процессы рифтообразования имели место в основном в мезозое (в юре и мелу), и рифты лишь подновились в кайнозое; на северном окончании пояса рифтообразование началось еще раньше — в девоне или карбоне (формирование рифта Суэцкого канала). Центральные звенья рифтовой системы сформировались в их современном виде в кайнозое, но они были заложены в основном на унаследованных мезозойских, а местами (грабен Семлики Танганьикской зоны и др.) — и на унаследованных позднерифейских грабенах [Дикси Ф., 1959].

Мезозойские грабены выполнены отложениями системы Карру и образуют основания (днища) позднекайнозойских грабенов (например, грабенов оз. Танганьика, оз. Руква и др.). Проседание днищ грабенов сопровождалось одновременным воздыманием блоков, образующих их борта и перемычки между ними. Так возникли, например, горсты Рувензори, Мбози и др.

Таким образом, в мезозойский и кайнозойский периоды геологической истории Африканская платформа испытала две главные эпохи тектоно-магматической активизации: верхнепалеозойско-мезозойскую и кайнозойскую (главный этап неоген-антропогеновый). Каждая эпоха характеризовалась формированием (или обновлением унаследованных) грабенов и горстов и трапповым вулканизмом основного и щелочного состава.

Верхнепалеозойско-мезозойская активизация началась в верхнем карбоне и продолжалась до нижнего мела. Грабены — рифты, возникшие в процессе этой активизации, были выполнены отложениями системы Карру; одновременно сформировавшиеся горсты испытали интенсивное воздымание и на них развились ледники. Поскольку грабенообразование в основном происходило вдоль разломов древнего заложения, ограничивающих первичные нижнепротерозойско-архейские кратоны, горстами оказались эти последние, и основные центры оледенения располагались в их пределах [Дикси Ф., 1959]. Трапповый магматизм происходил в период 170—190 млн. лет и был пред-

ставлен излияниями главным образом базальтов, затем андезитов, риолитов, щелочных базальтов и трахитов, а также интрузиями габбро, щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами, щелочных и нефелиновых сиенитов, реже гранофиоров и щелочных гранитов.

В верхнепалеозойско-мезозойскую эпоху активизации сформировались щелочные граниты Нигерии, Хоггара, Тибести; ультраосновные-щелочные комплексы Замбии, Малави; щелочные и нефелиновые сиениты Мозамбика, Малави и других районов Африки.

Кайнозойская эпоха тектоно-магматической активизации началась в олигоцене формированием отдельных горстов и грабенов Ливийского сегмента Рейнско-Ливийской и некоторых грабенов Восточно-Африканской рифтовых систем и излиянием щелочных базальтоидов. В дальнейшем в течение этой эпохи активизации периоды оживления тектонической активности чередовались с периодами относительного покоя. В периоды оживления происходили образование грабенов и предшествовавшие им излияния щелочных базальтоидов. Установлено, что ритм смены периодов общий с ритмом чередования периодов пониженной и повышенной тектонической активности в Западной Европе [Ханн В. Е., 1971], Южной Америке [King L. G., 1967] и, вероятно, в других регионах мира.

Месторождение Мбея (холм Панда) приурочено к одноименному карбонатитовому штоку, располагающемуся в месте разветвления Восточно-Африканской рифтовой системы на западную (Танганьикскую) и восточную (Кенийско-Эфиопскую) ветви. Холм Панда высотой 330 м сложен раннемеловыми кальцитовыми карбонатитами с полосчатыми скоплениями магнетита и апатита, с ксенолитами вмещающих карбонатиты докембрийских сланцев и гнейсов. В экзоконтакте с карбонатитами гнейсы и сланцы фенитизированы. Карбонатиты содержат вкрапленность пирохлора — главного рудного минерала месторождения. В 64 км западнее холма Панду располагается холм Сенгери с двумя мощными дайками доломитовых карбонатитов, содержащих акцессорные пирит, магнетит, барит, пирохлор. Вдоль разлома, ограничивающего грабен Руква и отделяющего его от горста хр. Мбея, наблюдается несколько кратеров взрыва, выполненных брекчией докембрийских пород основания грабена.

К этому же разлому приурочена дайка (или, может быть, цепочкой вытянутая серия линз) анкеритовых карбонатитов утеса Сонгве. Длина дайки 19 км, мощность изменяется от 6,6 до 33 м. Редкометалльных минералов в карбонатитах нет, но они характеризуются повышенным содержанием стронция, ниобия, редких земель. После внедрения карбонатитов движения по разлому возобновлялись [Карбонатиты, 1969].

Грабен Руква — один из составляющих Руква-Ньясской рифтовой зоны, имеющей протяженность 2000 км. В пределах зоны

наблюдаются две генерации грабенов: раннемезозойские (Луангва, Рухуху, Метангула и др.) и кайнозойские (Руква, Ширва, Чнута, Ньяса). Раннемезозойские грабены выполнены отложениями Карру, некоторые из них наследуются кайнозойскими грабенами. На юге зоны рифтогенез завершился еще в мезозое [Дикси Ф., 1959], на севере — в кайнозое. Грабен Руква протягивается на 400 км с северо-запада на юго-восток, на юго-востоке он расщепляется на два грабена, разделенных горстом Мбози. Северо-восточное «плечо» грабена образовано срединным массивом — горстом Виктория, юго-западное «плечо» — горстом Уфипа. От расположенного южнее грабена оз. Ньяса грабен Руква отделяется горстовой перемычкой хр. Мбея (см. рис. 27).

Грабен Ньяса длиной 600 км и шириной 50—75 км приурочен к зоне древнего разлома, унаследовал мезозойский грабен, так как по крайней мере частично выполнен каррусскими и нижнемеловыми континентальными отложениями [Милановский Е.Е., 1976]. Мощность выполняющих его кайнозойских отложений не менее километра, а может быть, и несколько километров.

К горсту-перемычке Мбея приурочены мезозойские и кайнозойские рифтогенные магматические породы. Первые представлены карбонатитами холмов Панда, Сенгери и утеса Сонгве, вторые образуют эффузивное поле (район) Рунгве. Среди эффузивов района выделяются миоцен-плиоценовые, плиоцен-плейстоценовые и плейстоцен-голоценовые оливиновые базальты, тефриты, фонолиты и трахиты [Harkin D. A., 1960]. Имеются и вулканические аппараты — вулканы Рунгве, Кведжо, извержения которых происходили уже в историческое время.

Месторождение Луэш располагается в одноименном массиве канкринитовых сиенитов и кальцитовых и доломитовых карбонатитов с ксенолитами этих сиенитов. В карбонатитах присутствуют апатит, пироксенолор, магнетит, циркон, которыми обогащена (сравнительно с коренными породами) развитая на месторождении кора выветривания. Месторождение относится к числу весьма крупных. Оно заключает 255 тыс. т  $Nb_2O_5$  при среднем ее содержании в руде 1,34% [Meyer A., Bethune P. de, 1960; Колотухина С. Е., и др., 1964]. Карбонатит-сиенитовый комплекс Луэш находится в 70 км севернее оз. Киву среди протерозойских метаморфических образований в Ньяса-Танганьикской (западной) ветви Восточно-Африканской рифтовой системы. В северном сегменте этой ветви развиты главным образом кайнозойские грабены, они заложены частично на архейском, а частично на позднепротерозойском фундаменте. Восточное «плечо» грабенов ветви — срединный массив Виктория, западное — складчатые структуры позднего протерозоя. Отдельные грабены ветви (грабен р. Семлике) унаследовали позднерифейские грабены. Ограничивающие грабены разломы позднепротерозойского

или даже более древнего архейского заложения. Грабены выполнены континентальными кайнозойскими отложениями (миоцена, плиоцена, антропогена), причем в течение неогена и первой половины антропогена на месте современных грабенов существовали лишь мелкие, но широкие грабенообразные впадины, и только во второй половине антропогена контрастность рельефа резко возросла.

Грабены разделены узкими горстовыми перемычками (горст Рувензори, Форт-Портальский и др.). Нередко, особенно в районе оз. Киву, соседние грабены располагаются не кулисно, параллельно друг другу, а «стыкуются» друг с другом под различными углами. На участках «стыка» образуются узлы — горстовые перемычки, которые и являются главными районами проявления рифтогенного вулканизма. Один из подобных узлов располагается как раз севернее оз. Киву, к нему и приурочен массив Луэш наряду с другими вулканоплутоническими карбонатитовыми массивами этого района.

Месторождение Мрима располагается на прибрежной равнине Кении, сложенной палеозойскими и более молодыми осадочными породами, перекрывающими докембрийский фундамент. Представляющие собой руду карбонатитов холма Мрима являются лишь частью щелочного комплекса Джомбо, сложенного фойяитами, пироксенитами, нефелиновыми сиенитами и включающего два взрывных жерла, выполненных кальцитовым цементом с обломками вмещающих комплекс осадочных пород. Последние представлены слабо фенитизированными аргиллитами системы Карру. Карбонатиты Мримы кальцитовые и доломитовые, содержат пирохлор и перекрыты корой выветривания мощностью до 9 м. Содержание  $Nb_2O_5$  в коренных породах 0,7%, сумма редких земель 3,1%, запасы пятиоксида ниобия ориентировочно составляют 30 млн. т руды. Структуры фундамента региона изучены пока недостаточно. Все же можно утверждать, что месторождение Мрима, как и остальные карбонатитовые комплексы Восточной Африки, связано с рифтогенными магматическими образованиями Восточно-Африканской рифтовой системы [Колотухина С. Е. и др., 1964].

Остальные карбонатитовые месторождения (Сукулу, Элгон, Тороро, Нкумбава и др.) также приурочены к рифтогенным магматическим комплексам (см. рис. 29). Особенно интересно местоположение карбонатитов оз. Чилва. Кайнозойский грабен оз. Чилва (см. рис. 28) унаследовал мезозойский, выполненный отложениями системы Карру. Карбонатитовый комплекс Чилва морфологически представлен горой, возвышающейся со дна озера до его поверхности и на 400 м над ней. В горе отмечено четыре центра извержения, друг над другом через 800 м. Центры представлены карбонатитами и агломератными брекчиями. В карбонатитах содержатся акцессорные апатит, магнетит, сидерит, пирохлор. Наиболее мощное тело карбонатитов имеет

размер в плане 3×2 км. Вмещающие породы комплекса — докембрийские гнейсы, граниты, сиениты.

Таким образом, при возникновении карбонатитовых комплексов в ряде случаев (а возможно, и всегда) их формирование сопровождается куполовидным воздыманием фундамента платформы.

Кроме карбонатитовых комплексов Восточно-Африканской рифтовой системы в Юго-Западной Африке известны карбонатитовые комплексы Дамараленда-Бечуаналенда и плоскогорья Бихе. Они еще недостаточно изучены. Редкометалльной минерализации эти комплексы не содержат.

**Индия.** На Индийской платформе установлены единичные карбонатитовые комплексы, но в связи с ними пока неизвестны редкометалльные месторождения [Моралев В. М., Шмакин Б. М., 1976; Геология и экономика месторождений..., 1975]. Эти комплексы пространственно приурочены к линеamentу Нормадасон, согласно современным взглядам представляющему собой рифтовую зону, существовавшую в таком качестве в позднедокембрийский, верхнепалеозойско-мезозойский и кайнозойский периоды геологической истории.

**Европа. Австралия.** На Австралийской и Восточно-Европейской платформах мезозойские и кайнозойские месторождения литофильных редких элементов пока не обнаружены. Потенциально редкометалльно рудоносные интрузивные образования этого возраста (щелочные и нефелиновые сиениты, щелочные граниты, ультраосновные-щелочные породы с карбонатитами и т. п.) тоже отсутствуют.

**Азия.** На Сибирской платформе щелочные граниты, эссекситы, щелочные и нефелиновые сиениты развиты сравнительно широко. Это породы мезозойского возраста (105—155 млн. лет). Они слагают сравнительно мелкие центрального типа массивы, образующие широкий пояс в южной части платформы — на территории Алданского щита. Пояс протягивается в широтном направлении через всю территорию щита от долины р. Чары на западе до верховьев р. Учур на востоке. В районе оз. Токко от этого пояса в северо-западном направлении ответвляется «отросток», протягивающийся до хр. Суннагин и долины р. Алдана и включающий Центральную-Алданскую щелочную провинцию (см. рис. 17). Массивы Центрально-Алданской провинции изучены сравнительно хорошо [Билибин Ю. А., 1953; Кравченко С. М., Власова Е. В., 1962; Билибина Т. В. и др., 1976; и др.], массивы восточной части пояса — менее детально [Максимов Е. П., Угрюмов А. Н., 1971; Максимов Е. П., 1972, 1975; и др.]. В отдельных случаях в щелочных породах Алданского щита содержится аксессуарная редкометалльная минерализация [Кравченко С. М., Власова Е. В., 1962].

Пространственное распространение щелочных пород Алданского щита тесно связано с комагматичными им юрскими и ме-

ловыми вулканитами (базальтами, трахибазальтами, липаритами, трахитами), широкие поля развития которых располагаются южнее и выполняют отдельные грабены северного подножия Станового хребта.

Как установлено [Кравченко С. М., Власова Е. В., 1962; Архангельская В. В., 1974; Красный Л. И., Ициксон М. И., 1970; и др.], в мезозое (в юре), на территории Алданского щита была сформирована система грабенов и горстов. Наиболее крупный и протяженный грабен — трог протягивался в широтном направлении вдоль южного края щита, он развился на месте позднепротерозойского трога северного подножия пра-Станового хребта вдоль зоны глубинного Станового разлома. Меньших размеров грабены протягивались в северо-западном направлении через всю территорию щита от оз. Токко на юге до долины р. Алдана на севере. Грабены в большинстве были односторонними: с крутым южным и пологим северным бортами. В них накапливались юрские угленосно-терригенные, а позже (в отдельных грабенах) эффузивно-терригенные меловые отложения.

К настоящему времени эти грабены разобщены поперечными перемычками и представлены цепочкой изолированных впадин (см. рис. 17).

Наиболее крупные грабены рассматриваемой системы: Южно-Якутский, грабен оз. Токко, Ханинский, грабен Верхне-Каларской депрессии; наиболее крупные горсты: горст хр. Суннагин, Кет-Капский, Гонамский, горст Центрально-Алданского сводового поднятия. Отложения в грабенах залегают конседиментационно моноκлиально и дислоцированы (с образованием крутых надвигов и взбросов) лишь в их южных прибортовых частях. Складчатость эта имеет приразломный характер. Грабены западного фланга рассматриваемой системы к настоящему времени сохранились лишь частично, там, где они унаследованы грабенами кайнозойской Байкальской рифтовой системы (Верхне-Каларский грабен). В пределах же кайнозойского горста хр. Кодар юрские отложения подняты на высоту более 2500 м.

С формированием и развитием грабенов пространственно и генетически связаны излияния мезозойских траппов, слагающих обширные поля вдоль южного края Алданского щита, и внедрение интрузий щелочных пород: щелочных и нефелиновых сиенитов, сиенит-порфиров, диорит-порфиров, монцонитов, гранофиров и щелочных гранитов. Как установлено [Максимов Е. П., Угрюмов А. Н., 1971; и др.], мезозойский магматизм на юге Алданского щита был многоэтапным: проявился в позднетриасовый — раннеюрский, средне-верхнеюрский, раннемеловой и меловой этапы, т. е. в два главных этапа — юрский (195—155 млн. лет) и меловой (130—140—55 млн. лет) [Максимов Е. П., 1975]. В юрский период изливались преимущественно базальты и началось формирование массивов щелочных пород Централь-

но-Алданского района, которые, как правило, приурочены к разломам, ограничивающим грабены и осложняющим их внутреннее строение, а также к разломам, осложняющим горстовые поднятия.

Массивы щелочных пород часто имеют межформационный характер, т. е. располагаются между фундаментом платформы и ее чехлом (кембрийские, рифейские отложения). Некоторая часть массивов трещинного типа (вытянутые крутопадающие мощные тела вдоль разломов архейского фундамента региона), но большинство массивов располагаются в платформенном чехле (или располагались когда-то, пока эрозия не смыла полностью вмещающие породы). Эти массивы образуют силлы, штоки, лополиты, лакколлиты, штоки и акмолиты концентрически-зонального внутреннего строения. На лакколлиты часто непосредственно «насажены» вулканические конусы (Мурунский и другие массивы). Такие массивы, окруженные обычно силлами граносиенитов, сиенит-диоритов, некогда имели связь с земной поверхностью и глубина их формирования менее 1 км [Билибина Т. В. и др., 1976].

Весьма характерно, что фундамент под такими массивами всюду куполообразно приподнят и в наиболее глубоко эродированных массивах обнажается местами в виде отдельных «окон» их подошвы (Омнинский и другие лополиты Кет-Капского поднятия). Массивы слагаются нефелиновыми, кальсилиловыми, лейцитовыми сиенитами, сиенит-порфирами, монцонитами, сиенит-диоритами, гранофирами, гранит-порфирами и щелочными гранитами. Щелочные пегматиты, граниты и связанные со щелочными породами метасоматические альбититы в отдельных случаях содержат акцессорную редкометалльную минерализацию [Кравченко С. М., Власова Е. В., 1962]. По простиранию пояса с запада на восток в составе пород массивов постепенно исчезают собственно щелочные разности (нефелиновые, лейцитовые сиениты) и приобретают главное значение щелочно-земельные (сиенит-диориты, сиенит-порфиры и т. п.) породы нормальной щелочности.

В пределах пояса развития щелочных пород находятся Кондерский и Инаглинский гетерогенные массивы, сложенные позднекембрийскими ультраосновными породами в центре (перидотиты, пироксениты, косъвиты) и мезозойскими сиенитами по периферии [Архангельская В. В., 1968; Моралев В. М., Елянов А. А., 1961]. На первый взгляд, эти массивы напоминают комплексы ультраосновных-щелочных пород с карбонатитами; более того, в их составе даже встречаются кальцитовые тела (Кондерский), но кальцит их не эндогенный, и они не содержат свойственной карбонатитам редкометалльной минерализации. В отдельных наиболее гипабиссальных субвулканических массивах пояса наблюдаются как эффузивные, так и интрузивные разности щелочных пород (Мурунский).

В меловой период формирование вулканоплутонических кольцевых структур массивов щелочных пород пояса продолжалось и накопилась главная масса траппов северного подножия Станового хребта. Меловые траппы сложены базальтами, андезито-базальтами, в меньшей степени дацитами, трахитами и липаритами. С ними комагматичны интрузии долеритов, габбро, эссекситов, слагающие небольшие штоки, дайки, силлы и субвулканические тела [Кац А. Г., 1956, 1962].

По особенностям тектонического строения, морфологии, составу и формам интрузивов связанных с ней магматических пород мезозойская система грабенов и горстов южного края Алданского щита сходна с современными и мезо-кайнозойскими континентальными рифтами, что было отмечено еще Л. И. Красным [Красный Л. И., Ицксон М. И., 1970] и, таким образом, может считаться рифтовой.

Мезозойская рифтовая система Алданского щита продолжает верхнепалеозойско-мезозойскую рифтовую систему Байкальской ослабленной области, с формированием и развитием которой связаны щелочные и нефелиновые сиениты Северного Прибайкалья и Олекмо-Витимской горной страны. Система в целом развивалась последовательно не только в пространстве, но и во времени: время окончания формирования верхнепалеозойского комплекса щелочных пород Северо-Байкальской и Кодаро-Удоканской щелочных провинций 175—180 млн. лет; начало формирования алданского комплекса щелочных пород 190—195 млн. лет [Максимов Е. П., 1972, 1975; и др.].

На Байкальской ослабленной зоне рифтовая система начала формироваться в позднем докембрии. Формирование продолжалось в кембрии, а на восточных участках зоны и в ордовике. Ее образованию предшествовало возникновение Байкало-Витимского сводового поднятия. Рифтовая структура просуществовала в Байкальской ослабленной зоне, по-видимому, в течение почти всего палеозоя. Постепенно отмирая в западной части, она также постепенно наращивалась в восточном направлении и в мезозое захватила всю Становую ослабленную зону. Формирование рифта на Становой ослабленной зоне в южной части Алданского щита началось, по-видимому, в конце палеозоя — начале мезозоя, и созданные тогда рифтовые структуры в основном существуют и в настоящее время.

Щелочной магматизм в пределах палеозойского рифта Байкальской ослабленной области проявился в верхнем палеозое (340—180 млн. лет), т. е. спустя более чем 300—450 млн. лет после начала процесса грабенообразования и спустя более полумиллиона лет после начала сводообразования.

В пределах мезозойского рифта Алданского щита периоды, разделяющие сводообразование, рифтогенез и рифтогенный магматизм, были короче [Архангельская В. В., 1974].

Кайнозойская Байкальская рифтовая система смещена относительно мезо-палеозойской к югу, в пределы каледонид и ее под очень острым углом, протягиваясь в восток-северо-восточном направлении от южного берега оз. Байкал в верховьях Чары (Ниже-Ангарская, Витимская, Муйские, Чарская, Хне-Каларская и другие грабены-депрессии).

Рифтогенные магматические комплексы Байкальского рифта в пределах рассматриваемого региона южного края Сибирской платформы и его обрамления представлены неоген-четвертичными базальтами Олекмо-Витимской горной страны, химикологически сходными с кайнозойскими базальтами Восточно-Африканской рифтовой системы [Грачев А. Ф., 1977]. Среди этих базальтов, слагающих плато северного «плеча» Каларского плато, отмечаются трахитандезиты и трахибазальты. В пределах этого же базальтового плато известно несколько небольших вулканов, окруженных лавами нефелиновых базальтов, анальцимовых и нефелиновых кулантов. В толще базальтов встречаются силлы и дайки оливковых трахидолеритов, базанитов и эффузивные конусы щелочных трахитов.

Грабены кайнозойского рифта достигают местами глубины 1—2 км, находятся еще в стадии расширения и укрупнения (смена четвертичных отложений по разрывам, уничтожение «емычек» между отдельными грабенами и т. д.), постепенно зашиваются к востоку [Флоренсов Н. А. — Байкальский рифт, 1968; Музис А. И., 1970] и практически не эродированы: базальтовые плато современного Байкальского рифта слабо изрезаны речной сетью, в ряде мест на них хорошо сохранились вулканические конусы.

Мезозойская рифтовая система Алданского щита в среднем эродирована на глубину не менее 500—1000 м, поэтому в ее пределах эффузивные образования и вулканические конусы в основном размыты и сохранились в наиболее опущенных частях депрессий, непосредственно прилегающих к Становому хребту [Щакин А. Г., 1956, 1962] и в отдельных кальдерах [Кравченко С. М., Власова Е. В., 1962], а эрозией вскрыты уже жерлообразные фации этого комплекса и большинство лакколитов, на которых были «насажены» вулканические конусы.

Палеозойская рифтовая система в целом эродирована на глубину 1—2 км в восточной части (глубина образования массивов Имангрских, Ингамакитского и др.) и 3—5 км в западной (глубина образования наиболее крупных массивов Северо-Байкальской щелочной провинции). Исключение составляет Саянский массив, расположенный в поднятом блоке и эродированный на глубину 2—3 км. В палеозойской рифтовой системе, естественно, не сохранились ни вулканические постройки, ни эффузивные покровы рифтовых магматических комплексов, и в современном эрозионном срезе эти комплексы плутонические, гнейзовые и гипабиссальные.

Протерозойская рифтовая система эродирована почти до корневых частей, какими следует считать днища трогов: в отдельных трогах днище залегает (по данным бурения) на глубине всего первых сотен метров.

**Китайская платформа.** Как известно, Китайская платформа в позднем докембрии и фанерозое испытала деструкцию и иные изменения ее первоначальных структур, которые теперь не везде улавливаются.

В современном эрозионном срезе отдельные щиты и плиты этой платформы (Буреинский, Таримский, Корейско-Шаньдунский, Камбоджийский и др.) разобщены областями палеозойской и мезозойской складчатости и по сути представляют микроконтиненты внутри последних. На всей территории Китайской платформы проявлены процессы тектоно-магматической активизации, особенно же широко проявлена верхнепалеозойско-мезозойская тектоно-магматическая активизация (структуры «дива»), с которой связано формирование разнообразных, в том числе редкометалльных, месторождений.

Все эти особенности сближают редкометалльную металлогению щитов и плит Китайской платформы не с металлогенией древних платформ, а с металлогенией срединных массивов фанерозойских областей складчатости. Поэтому особенности размещения редкометалльных месторождений той части Азии, в пределах которой располагаются разобщенные плиты и щиты Китайской платформы, будут рассмотрены в следующей главе.

## 5. ВЫВОДЫ

Подводя итоги особенностям размещения редкометалльных месторождений на платформах Земли, можно констатировать следующие главные положения.

1. Месторождения за редким исключением представлены вполне определенным набором их генетических типов: редкометалльными гранитными пегматитами, приразломными щелочными полевошпатовыми метасоматитами, карбонатитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами, щелочными гранитами.

2. Докембрийские редкометалльные месторождения пространственно приурочены к троговым структурам: архейским зеленокаменным поясам, нижне- и среднепротерозойским геосинклинальным трогам (протогеосинклиналям), верхнепротерозойским — позднедокембрийским авлакогенам и по возрасту объединяются, таким образом, в три группы: верхнеархейские, нижнепротерозойские, верхнепротерозойские — позднедокембрийские.

3. Посткембрийские месторождения пространственно связаны с глобальными континентальными позднедокембрийско-нижнепалеозойскими, верхнепалеозойско-мезозойскими и мезокайнозойскими рифтовыми системами и по возрасту тоже объе-

диняются в три группы, причем первая группа — позднедокембрийско-нижнепалеозойские месторождения — общая с последней группой выделенных выше докембрийских групп.

4. Докембрийские трогии многими исследователями идентифицируются как древние континентальные рифтоподобные структуры.

5. Посткембрийский рифтогенез и формирование докембрийских трогов — в сущности единый процесс деструкции земной коры с последующими вертикальными разнонаправленными движениями образовавшихся блоков и специфическим магматизмом — процесс ее тектоно-магматической активизации.

6. Процессы тектоно-магматической активизации, с которыми связано возникновение редкометальных месторождений, проявлялись синхронно (или почти синхронно) на всех платформах Земли в верхнем архее (2,7 млрд. лет), нижнем протерозое (2—1,8 млрд. лет), верхнем докембрии — нижнем палеозое (от 2—1,2 до 0,5 млрд. лет), верхнем палеозое — мезозое (от 380—400 до 200 млн. лет), в мезо-кайнозое (155 млн. лет назад и до настоящего времени).

Таким образом, на платформах Земли прослеживаются четыре-пять главных глобальных эпох возникновения редкометальных месторождений, соответствующих четырем-пяти глобальным эпохам активизации.

## Глава III

### РАЗМЕЩЕНИЕ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ ФАНЕРОЗОЯ

---

---

Редкометальные месторождения фанерозойских складчатых областей сравнительно с такими же месторождениями платформ более малочисленны и меньше по масштабам. В отличие от платформ, где преобладают месторождения карбонатитового, пегматитового, нефелин-сиенитового, полевошпат-метасоматитового генетических типов, в складчатых областях эти месторождения преимущественно гидротермальные, грейзеновые, типа щелочных и литий-фтористых гранитов, реже пегматитовые. Месторождения карбонатитового, нефелин-сиенитового, полевошпат-метасоматитового типов за редким исключением отсутствуют, хотя магматические комплексы, с которыми такие месторождения связаны, наблюдаются.

Фактический материал по размещению редкометальных месторождений в складчатых областях свидетельствует о том, что эти месторождения всегда постскладчатые, посторогенные. Более точно их соотношение с тектоническими процессами нередко трудно установить, поскольку эти процессы подчас невозможно расчленить. Так, довольно часто позднеорогенные процессы тесно сближаются или даже, согласно представлениям Е. Е. Милановского [1976], «переплетаются» с процессами рифтогенеза (тектоно-магматической активизации), и критерии различия обоих теряются. Причем «в одних случаях структуры рифтового типа накладываются на уже сформированные складчатые сооружения..., и рифтовый процесс преемственно следует за орогенным, а в других случаях они формируются одновременно с типично орогенными и сосуществуют с ними на площади эпигеосинклинального складчатого сооружения... Хотя эпигеосинклинальный орогенез завершается (или сочетается) рифтогенезом не всегда и не везде, тем не менее подобная преемственная связь представляет явление, широко распространенное в позднем кайнозое и отмечавшееся в прошлые эпохи истории Земли (в частности, в мезозое и в палеозое)» [Милановский Е. Е., 1976, с. 140]

Анализ тектонической приуроченности редкометальных месторождений в складчатых областях показывает, что в тех слу-

чаях, когда позднеорогенные процессы невозможно отделить от наложенных на молодую платформу явлений тектоно-магматической активизации (или рифтогенеза), редкометалльные месторождения можно примерно с равными основаниями относить как к посторогенным, так и рифтогенным или к продуктам тектоно-магматической активизации. Если же критерии различия обоих процессов сохраняются, устанавливается, как это и доказывает А. Д. Щеглов [1968], «активизационное» происхождение этих месторождений.

Редкометалльные месторождения складчатых областей чаще располагаются в срединных массивах, в разрывах, их формирующих и осложняющих.

Размещение редкометалльных месторождений рассматривается по складчатым поясам. Согласно М. В. Муратову [1975], всего таких поясов шесть: Атлантический, Арктический, Капский, Урало-Монгольский, Тихоокеанский, Средиземноморский. Большая часть их к настоящему времени представляет собой молодые платформы разного возраста, но в Тихоокеанском, а может быть, и в Средиземноморском поясах пока еще существуют геосинклинальные области. Наиболее крупные срединные массивы в этих поясах: Колымский, существование которого некоторыми исследователями оспаривается, крупные «осколки» Китайской платформы — Корейско-Шаньдунский (Китайско-Корейский) и Южно-Китайский «микроконтиненты» — и так называемая Таримская платформа.

Редкометалльные месторождения в Арктическом и Капском поясах пока неизвестны. Возможно, это объясняется слабой геологической изученностью Арктического пояса и небольшой площадью, которую занимает Капский пояс.

## 1. МЕСТОРОЖДЕНИЯ АТЛАНТИЧЕСКОГО ПОЯСА

Пояс включает каледониды Норвегии, Шпицбергена, Британии, Ирландии, Гренландии, Ньюфаунленда, канадской и североамериканской частей Аппалач, герциниды юга Аппалач. С юго-востока к нему примыкают герциниды Западной Европы — структуры Средиземноморского пояса [Муратов М. В., 1975].

В пределах пояса известны каледонские и герцинские редкометалльные месторождения в гранитных пегматитах Аппалач, редкоземельные с барием и флюоритом гидротермальные палеозойские месторождения в каледонидах Аппалач, акцессорная редкометалльная минерализация в третичных щелочных породах Гренландии и Шотландии. В Западной Европе такие месторождения представлены кайнозойскими карбонатитами и мезозойскими щелочными гранитами и пегматитами. Все месторождения пространственно связаны с посткладчатыми глыбовыми структурами — рифтовыми системами, состоящими из горстов и грабенов.

Северная часть складчатой области Аппалач превратилась в молодую платформу к верхнему девону, южная — к началу мезозоя — в перми. На образовавшейся платформе возникли узкие продольные грабены—рифты. В северной части Аппалач время их возникновения — начало верхнего девона [Милановский Е. Е., 1976]. Грабены существовали в течение верхнего девона — перми. Они были заполнены лагунно-континентальными молассовыми по типу отложениями с прослоями основных эффузивов общей мощностью 11—12 км [Ирдли А., 1954]. Конседиментационно залегающие эти отложения были прорваны силлами и лополитами гранитов, с которыми связаны редкометалльные гранитные пегматиты. Некоторые исследователи именуют цепочку этих грабенов, которые несомненно соединялись в прошлом в единую отрицательную морфоструктуру, платформенной эвгеосинклиналью [Глобальные закономерности..., 1974].

В южной части Аппалач аналогичные грабены, как бы продолжающие грабены северной части этой горной системы, сформировались уже в перми и триасе. Это были нормальные и односторонние грабены—рифты, разделенные перемычками—горстами [Ирдли А., 1963; и др.]. В грабенах отложились красноцветные континентальные терригенные отложения с прослоями базальтов, по типу молассовые (но здесь это была уже пермо-триасовая моласса), а также угленосные отложения серии Ньюарк общей мощностью до 6 км. Отложения грабенов также были прорваны пегматитоносными гранитами.

На продолжении каледонских структур Аппалач к северу и северо-востоку (в Ньюфаунденде, Восточной Гренландии, Норвегии и Британии) молодая платформа была сформирована значительно раньше, чем в Северных и тем более в Южных Аппалачах — еще в нижнем палеозое, а уже в среднем палеозое в ее пределах сформировались параллельные простиранию складчатых структур рифты — грабены (см. рис. 21, 30). Эти грабены длиной в сотни и шириной в десятки километров были выполнены терригенными континентальными отложениями молассового характера, прослоенными вулканитами основного и кислого состава. Так, в Восточной Гренландии был сформирован меридиональный грабен. Он был наложен на эпикаледонскую платформу, сложенную позднекембрийскими, кембрийскими и ордовикскими отложениями и выполнен красноцветными конгломератами и песчаниками среднего—верхнего девона с прослоями базальтов и риолитов и с субвулканическими телами пегматитоносных гранит-порфиров. Выше лежат каменноугольные и пермские молассовидные образования, выполняющие грабены, наследующий девонский.

На западе Шпицбергена на эпикаледонскую платформу тоже наложен меридиональный рифт-грабен, выполненный девонскими красноцветами мощностью 6—8 км, вдоль разломов ди-

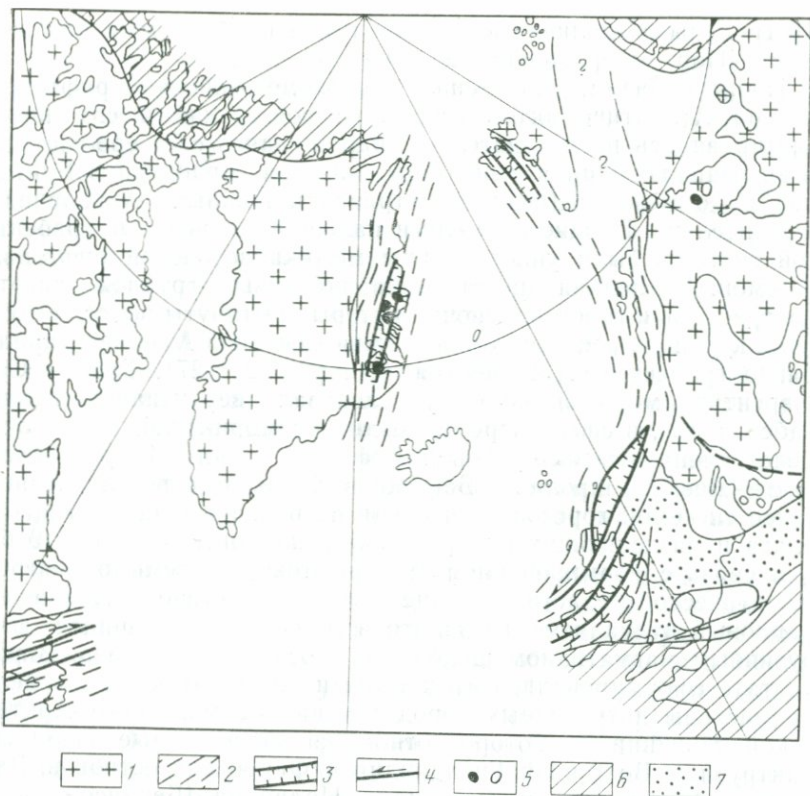


Рис. 30. Девон-карбоновые рифты Гренландии и Западной Европы [Милановский Е. Е., 1976], и связанные с ними щелочные породы [Щелочные провинции..., 1974].

1 — докембрийский фундамент; 2 — каледониды; 3 — рифты; 4 — сдвиги; 5 — щелочные породы; 6 — герциниты; 7 — Североморская платформенная впадина

слоцированными. На северо-западе Норвегии аналогичные узкие приразломные впадины выполнены красноцветами даунтона — среднего девона мощностью до 5 км [Хольтедаль У., 1957]. Наконец, на Британских островах такие же грабены-рифты сформировались еще ранее — к началу верхнего ордовика (рифт Срединной долины Шотландии шириной до 100 км и глубиной до 12—14 км и др.). Эти ранние грабены выполнены красноцветными терригенными молассовыми по типу отложениями верхнего ордовика — силура; такими же, но прослоенными вулканитами основного и кислого состава отложениями девона; терригенно-карбонатно-угленосными отложениями карбона с прослоями и силлами основных, средних, кислых, но главным образом основных магматических пород [Беннисон Дж., Райт А., 1972]. Кроме рифта Срединной долины Шотландии на севере Британских островов имеются и более мелкие, параллельные

ему грабены, выполненные девонскими и карбоновыми отложениями (Нортумберлендский и др.).

Таким образом, позднепалеозойско-мезозойская рифтовая система Атлантического складчатого пояса, как и сам пояс, формировалась последовательно, наращаясь с северо-востока на юго-запад, начиная с нижнего палеозоя (ордовика в Британии) и до мезозоя (позднего триаса в Южных Аппалачах) включительно. Позднее, в мелу и палеогене, отдельные грабены этой системы были унаследованы мезо-кайнозойской рифтовой системой. Последняя представлена, во-первых, группой долготных грабенов и горстов, цепочки которых вытянуты более чем на 3 тыс. км вдоль восточного побережья Северной Америки параллельно грабену Св. Лаврентия (см. рис. 23; 27). Грабен Св. Лаврентия меловой, но он унаследовал верхнепалеозойский грабен, а тот, в свою очередь, позднедокембрийский. Затем она представлена межматериковой рифтовой зоной Лабрадорское море — Девисов пролив — Баффинов залив и ответвляющейся от нее системой горстов и грабенов островов Канадского архипелага и разделяющих их проливов [Милановский Е. Е., 1976].

В связи с формированием этой рифтовой системы в Северо-Атлантической области в конце мела — палеогене имел место трапповый вулканизм (базальтовый), сопровождавшийся интрузивным магматизмом щелочного и основного состава. В результате сформировались вулканы и комагматичные им мелкие массивы интрузивных пород так называемой Брито-Арктической провинции, к которой относятся палеогеновые базальты и интрузивы Восточной Гренландии и Фарерских островов, Западной Шотландии и Северной Ирландии [Беннисон Дж., Райт А., 1972]. Мел-палеогеновые грабены этой системы унаследовали, в частности, девонский грабен западной части Шпицбергена и меридиональный девонский же грабен Восточной Гренландии.

Поля редкометальных пегматитов Аппалач прерывистой полосой протягиваются от канадских Аппалач до штата Алабама и всюду залегают среди отложений грабенов—рифтов. При этом в северной половине Аппалач, где эти грабены выполнены верхнепалеозойскими отложениями, редкометальные пегматиты (и материнские для них граниты) тоже палеозойские и залегают преимущественно среди девонских красноцветных толщ (пегматиты штатов Мэн и Нью-Гэмпшира: месторождения Бишнет-Квори, Блэк-Маунтин и др.). В южной половине Аппалач, где грабены пермо-триасовые, пегматиты (и материнские для них граниты) имеют пермский возраст (редкометальные пегматиты штата Алабама и др.) [Внутреннее строение . . . , 1951].

Пегматиты образуют Аппалачский пегматитовый пояс, протягивающийся более чем на 2000 км через все Аппалачи. Месторождения пояса комплексные: литий-бериллиевые, тантал-бериллиевые, литий-танталовые, литий-оловянные. Максимальная

длина отдельных пегматитовых жил до 1 км, максимальная мощность до 120 м. По отдельным месторождениям запасы двуокиси лития, например, превышают 1 млн. т (Кингс-Маунтин), окиси бериллия 120 тыс. т (пегматитовое поле Каролины), но месторождений, уникальных по запасам, здесь не обнаружено.

В пределах Аппалач известны также редкоземельные рудопроявления гидротермального и контактово-метасоматического типа, генетически связанные с теми же гранитами, с которыми связаны и редкометалльные пегматиты.

На канадскую часть Аппалач наложены поперечные разрывные структуры — восточное продолжение широтных грабенов Оттавы и оз. Ниписсинг; к узлам пересечения этих разрывов с поперечными, параллельными разрывам грабена Св. Лаврентия, приурочены массивы щелочных пород провинции Монтереджан (Маунт-Мегантик, Ямаска, Бром, Шеффорд). Они сложены габбро, эссекситами, пуласкитами, сиенит-порфирами, а массив Маунт-Мегантик — девонскими гранитами и нордмаркитами. Редкометалльное оруденение в связи с этими массивами не обнаружено.

В Восточной Гренландии редкометалльные месторождения тоже пока неизвестны, но там имеются массивы щелочных пород третичного возраста, содержащие аксессуарную редкометалльную минерализацию. Эти массивы обособляются в Восточно-Гренландскую щелочную провинцию [Щелочные провинции..., 1974], протягивающуюся вдоль восточного побережья острова от залива Кангердлугсуак на юге до п-ова Холд-Вей-Хоупс на севере на расстояние 1400 км (см. рис. 30). Щелочные породы представлены нордмаркитами, щелочными и нефелиновыми сиенитами, щелочными гранитами, эссекситами, шонкинитами, габброидами; они слагают субвулканические силлы, дайки, штоки и другие платформенного типа нередко расслоенные тела и сопровождаются эруптивными брекчиями.

Наиболее известны и изучены массивы Кангердлугсуак, Вернер-Бьерг, Кап-Сиенит, Оксехорн, Тереза-Бьерг, Пиктет-Бьерг. В породах массива Кангердлугсуак в аксессуарных количествах присутствуют минералы циркония (катаплеит, ловенит, эвдиалит, хортдалит, редко циркон); в щелочных гранитах массивов провинции тоже в аксессуарных количествах наблюдаются титано-цирконо-силикаты. Внедрение массивов щелочных пород сопровождалось куполовидным вздутием кровли.

Массивы щелочных пород провинции ассоциируют с комагматичными им третичными же платобазальтами и прорывают то докембрийские (массив Кангердлугсуак), то верхнепалеозойские (карбоновые), то меловые образования. Третичные щелочные породы Восточно-Гренландской провинции приурочены к мел-палеогеновому грабену, унаследовавшему девоно-карбон-пермский грабен верхнепалеозойско-мезозойской рифтовой системы Атлантического пояса (см. рис. 30).

Герцинские структуры Западной Европы развились на раздробленном архейско-протерозойском фундаменте [Руттен М. Г., 1972], выходы которого в виде срединных массивов (Богемского, Центрально-Французского) располагаются в средней, широтно вытянутой полосе герцинид. На эпигерцинскую Западно-Европейскую платформу наложена система грабенов—рифтов и горстов меридионального Рейнско-Ливийского рифтового пояса (грабены Осло, Гессенский, Нижне- и Верхнерейнские, Роннский; грабены Северной Богемии, Лимани, Центрально-Французского массива, трог Венского бассейна, горсты Вогез, Шварцвальда, Оденвальда, Центрально-Французского массива и др.), южнее пересекающего Средиземноморский складчатый пояс, а в Африке наложенного на докембрийскую платформу [Система рифтов. . . , 1970]. Пояс состоит из семи сегментов [Милановский Е. Е., 1976]: Североморского, Рейнского, Роннского, Сардинского, Сицилийско-Тунисского, Ливийского, Чад-Камерунского. Предполагается, что линеамент, вдоль которого он заложился, существовал уже к началу палеозоя и активизировался в палеозое, мезозое и кайнозое [Richter-Bernburg G., 1974]. В современном виде пояс сформировался к кайнозую, но северная его часть (грабен Осло) образовалась еще в верхнем палеозое, южная (Ливийский, Чад-Камерунский сегменты) — в позднем мезозое, центральная (в Европе) — в кайнозое и частично в палеозое и мезозое.

В Европе лучше других изучены Рейнский сегмент и связанные с ним рифтогенные месторождения [Illies I. H., 1974; Система рифтов. . . , 1970; Щелочные провинции. . . , 1974; Смирнов В. И. 1976; и др.]. Он характеризуется сейсмичностью, повышенным тепловым потоком и состоит из радиально сходящихся Гессенского, Верхнерейнского и Нижнерейнского рифтов-грабенов, наложенных на сводовое поднятие Рейнского массива (рис. 31). Все грабены были заложены в перми и триасе, подновлены в палеогене, но Гессенский позже утрачивает активность, а Рейнские формируются и в настоящее время, причем Нижнерейнский наращивается в сторону Верхнерейнского [Kuntz E. a. o., 1970; и др.]. Формирование Верхнерейнского грабена в его современном виде началось в конце мела—начале палеогена, тогда же в его «плечи» внедрились дайки, некки оливиновых нефелинитов, базанитов, шонкинитов, санидиновых нефелинитов — продуктов рифтогенного магматизма (массив Катценбургель и др.), а в нем самом начали накапливаться эоценовые эвапоритовые, озерные и лагунные олигоценовые и миоценовые отложения.

В миоцене (16—18 млн. лет назад) в его южной части на поперечном эоцен-миоценовом поднятии образовался вулкан Кайзерштуль диаметром 16 км, сложенный лейцитовыми, тефритовыми лавами, фонолитами, нефелинитами, лимбургитами, их туфами и пирокластами, с субвулканическим нечком щелоч-

ных пород диаметром до 4 км в центре и с взрывными трубами и мелкими телами щелочных пород по периферии. С вулканом связано редкометальное месторождение.

В районе грабена находятся поля миоценовых фонолитов, мелилитов, оливиновых базальтов, их туфов, мелкие тела субвулканических щелочных пород (поля Хегау, Ураха), а в горсте—перемычке между всеми тремя грабенами—ряд полей щелочных вулканитов, возраст которых с востока на запад омолаживается от раннего миоцена до голоцена (Фогельсберг и др.) [Система рифтов. . . , 1970].

На восток от Рейнского сегмента ответвляется полоса четко видно следующих грабенов—рифтов, обрамляющих Богемский (Чешский) срединный массив (рис. 32), развитие и металлогению которых рассмотрим на примере рифта р. Огрже [Шквор Вл. — Роль рифтогенеза. . . , 1977]. Он находится в северо-восточной части Чешского массива, имеет субширотное северо-восточное простирание, сравнительно небольшие размеры (100—150 × 10—20 км) и унаследованный характер: рифт приурочен к глубинному протерозойскому разлому, отделяющему центральную часть горста Чешского массива от горста Рудных гор. В протерозое вдоль этого разлома был проявлен основной спилитовый и кислый риолитовый вулканизм. В палеозое в той же ослабленной зоне произошло внедрение поздневарисских гранитов, с которыми генетически связаны проявления рудной минерализации, и имело место проседание блока земной коры (рифтогенез?). В конце верхнего мела на эпигерцинской платформе региона заложилась горста (Рудногорский и центральной части Чешского массива) и грабены (рифт долины р. Огрже). Грабены заполнялись мезозойскими и главным образом кайнозойскими осадками. Поднятия горстов и опускания днищ грабенов продолжались на протяжении всей последующей геологической истории, но максимальной интенсивности достигли в плиоцене. В настоящее время рифт р. Огрже характеризуется повышенным тепловым потоком. С процессом рифтогенеза связаны проявления третичного основного и среднего вулканизма, несущего аксессуарную редкометальную минерализацию. Вулканизм особенно характерен в местах пересечения рифта поперечными разломами.

Североморский сегмент пояса представлен грабенами Северного моря, сформировавшимися при опускании днища перикратонной Североморской впадины герцинской Европейской платформы [Журавлев В. С., 1974], продолжающимися грабены Рейнского сегмента и выполненными пермскими, мезозойскими, реже кайнозойскими нефтеносными отложениями.

Грабены и горсты Роннского сегмента наложены в основном на восточную и западную части Центрально-Французского срединного протерозойского массива, докембрий которого дислоцирован меридионально (грабены Лимани, Бресс, Дофинэ, Эмб-

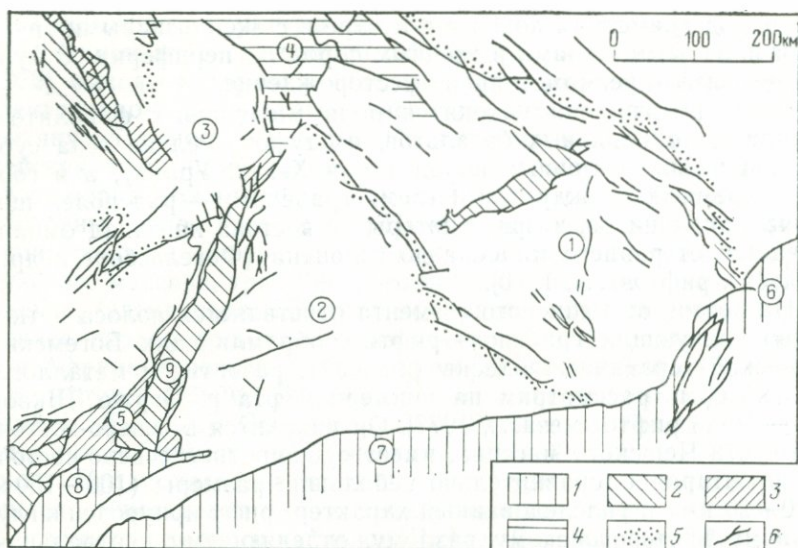


Рис. 31. Рифты [Иллиес И. Х.—Роль рифтогенеза..., 1977], и щелочные породы Западной Европы].

1 — край альпийского складчатого пояса; 2 — рифты; 3 — связанные с ними зоны трещиноватости; 4 — область внутриплитной орогении; 5 — границы блоков; 6 — разломы. Цифры в кружках: 1 — Богемский массив, 2 — Южно-Германский блок, 3 — Рейнский массив, 4 — Саксоникум, 5 — зона сдвига, 6 — Западные Карпаты, 7 — Альпы, 8 — Швейцарская юра, 9 — щелочные породы массива Кайзерштуль и его района

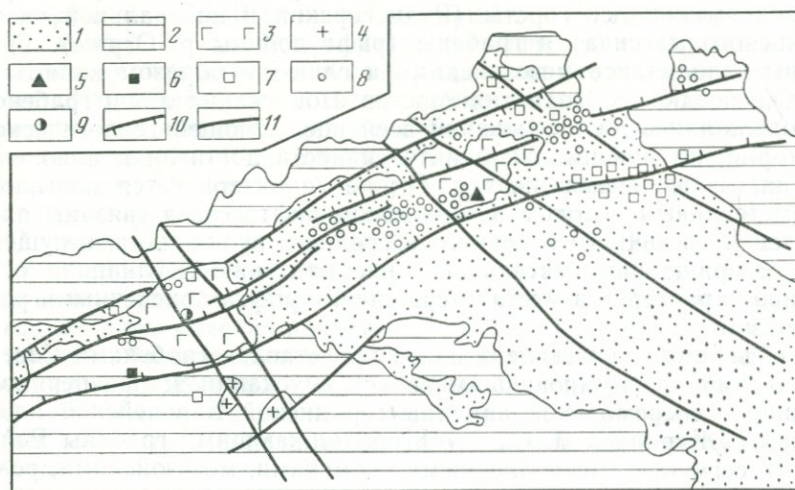


Рис. 32. Щелочные породы Центрально-Европейского рифта [Главнейшие провинции..., 1974].

1 — мезо-кайнозойские отложения; 2 — палеогеновые осадки; 3 — эффузивы и лавы кайнозоя; 4 — мезозойские граниты, гранодиориты; 5 — щелочные пироксениты и горблендиты; 6 — фениты, нефелиновые сиениты; 7 — меллитовые базальты; 8 — трахиты, фоллиты; 9 — эссекситы; 10 — рифтообразующие разломы; 11 — прочие разломы

лав-Пюи, Верхнелуарские и др.). Грабены также в основном меридиональны, формировались в палеозое, мезозое и кайнозое, причем наиболее крупные из них (грабены Соны, Роны) развивались унаследованно начиная с палеозоя и выполнены угленосными карбоновыми, молассоидными нижнепермскими, мезозойскими и кайнозойскими отложениями [Милановский Е. Е., 1976]. С формированием верхнепалеозойско-мезозойских грабенов Центрально-Французского массива связано внедрение платформенных по форме массивов щелочных и субщелочных гранитов, несущих редкометалльную минерализацию, а с формированием кайнозойских — мощный многократно проявленный наземный, главным образом щелочно-основной и щелочно-ультраосновной вулканизм, начавшийся в олигоцене, достигший максимального развития в миоцене и плиоцене и в отдельных районах продолжавшийся до голоцена (вулканы цепи Пюи, стратовулканы Канталь, Мон-Дор). Кроме основных лав наиболее крупные вулканы изливали также лавы андезитового, трахитового, риолитового, феолитового состава. С вулканидами ассоциируют комагматичные им монзониты, щелочные сиениты и граниты, габброиды, слагающие мелкие субвулканические тела.

Редкометалльные месторождения карбонатитового типа в Западной Европе представлены единственным месторождением Кайзерштуль. Месторождение приурочено к некку одноименного вулкана. Некк сложен интрузивными фойяитами, фонолитами, мончикитами, эссекситами, а в центре расположен шток карбонатитов с брекчиями эссекситов и карбонатитов. Площадь его около 2 км<sup>2</sup>, он сопровождается также жилами карбонатитов до 10 м мощностью. Карбонатиты в основном кальцитовые; доломитовые и анкеритовые карбонатиты с баритом редки. Кальцитовые карбонатиты содержат аксессуарный пирохлор, в них обычны апатит, магнетит, биотит, а также дизаналит и сульфиды. Месторождение по запасам ниобия маленькое.

В Центрально-Французском массиве в последние годы обнаружены щелочные рибекитовые и литий-фтористые граниты, несущие редкометалльное оруденение. Так, в департаменте Алье известно бериллиевое месторождение Эшассьер. Оно приурочено к альбитизированным гранитам массива Эшассьер, представляющего собой штокообразное тело (3,5×2,5 км). Массив находится в куполовидном поднятии, возникновение которого обусловлено подъемом сформировавшей его магмы. Он имеет зональное внутреннее строение: апикальная часть представлена альбит-лепидолитовыми грейзенизированными гранитами с топазом, касситеритом, бериллом, гердеритом, танталит-колумбитом, граниты внутренних частей массива альбитизированы значительно менее.

Во вмещающих массив породах в экзоконтакте с гранитами апикальной части массива наблюдаются кварцевые жилы с ферберитом. Промышленные концентрации бериллия связаны с гра-

нитам апикальной части массива, содержащими гердерит [Коган Б. И. и др., 1975]. С гранитами Эшассьер связана также олово-вольфрамовая минерализация в кварц-вольфрамовых жилах и штокверках. Абсолютный возраст гранитов 293—305 млн. лет, они прорывают пермские отложения. Кроме массива Эшассьер в регионе имеется еще ряд массивов того же возраста (Монтебро и др.), с которыми также связана олово-вольфрамовая и тантал-ниобиевая минерализация. Пространственно положение всех массивов одинаково: их формирование синхронно с возникновением и развитием систем субмеридиональных верхнепалеозойско-мезозойских рифтов—грабенов, наложенных на Центрально-Французский массив [Laffite, 1966]. Месторождение Эшассьер находится в одном из таких грабенов.

Мелкие редкометальные месторождения и рудопроявления пегматитового типа известны в Испании и Португалии. Они приурочены к срединному массиву—горсту Испанской Месеты. В пределах массива имеются мелкие тела послепермских гранитов, которые и являются материнскими как для пегматитов, так и для кварц-вольфрамит-касситеритовых месторождений грейзенового типа (Баралья и др.) и гидротермальных жил с сульфидно-золотой минерализацией. Пегматиты залегают по отношению к материнским гранитами в близком экзоконтакте и содержат танталит, берилл, циркон, касситерит, монацит, торбернит.

Кроме перечисленных месторождений и рудопроявлений в герцинидах Западной Европы вдоль глубинного разлома северо-восточного борта Богемского массива известны мелкие третичные массивы нефелиновых и щелочных сиенитов, эссекитов и карбонатов с редкометальной (ниобий-тантал-циркониевой) аксессуарной минерализацией. Щелочные породы генетически связаны с щелочно-базальтового состава третичными вулканами, развитыми в том же регионе, излияния которых были приурочены к тому же разлому [Копецкий Л., Шквор Вл.—Роль рифтогенеза..., 1977]. Возникновение щелочных средних и основных эффузивных и интрузивных пород синхронно с формированием и развитием Рейнского сегмента кайнозойской Рейнско-Ливийской рифтовой системы, а точнее—с формированием и развитием восточного ответвления этого сегмента—горста Богемского массива и сопряженных с ним грабенов, возникших на зоне глубинного разлома северо-восточного края этого горста (грабен долины р. Огрже и др.) (см. рис. 31).

В числе редкометальных можно отметить высокотемпературные грейзеновые оловянно-вольфрамовые месторождения Рудных гор в Богемском срединном массиве (Циновец, Альтенбург, Циннвальд и др.), так как в их рудах содержатся литиевые слюды и берилл.

Возраст этих месторождений, как и редкометальных гранитов Центрально-Французского массива, пермо-триасовый. Они

генетически связаны с пермо-триасовыми же гранитами. Кроме оловянно-вольфрамовых, с этими гранитами связаны месторождения так называемой пятиэлементной формации (кобальт-никель-уран-висмут-серебряные), скарновые железорудные и полиметаллические — свинцово-цинково-серебряные скарновые [Sattran V., 1966], а также (в Польше) редкометалльные пегматиты (с минералами тантала и ниобия, редких земель и циркония) [Магакьян, 1974]. Аналогичные по типу и возрасту ( $235 \pm 6$  млн. лет) месторождения пятиэлементной формации известны в Вогезах и Шварцвальде — в «плечах» Верхнерейнского грабена.

Возникновение месторождений в этих регионах связывается с проявлениями позднегерцинской глыбовой тектоники [Магакьян И. Г., 1974; Смирнов В. И., 1976; и др.], которые можно рассматривать и как позднеорогенные процессы герцинской складчатости, и как тектоно-магматическую активизацию (рифтогенез) эпигерцинской платформы. Вероятно, ближе к истине последняя точка зрения, поскольку возраст месторождений синхронен времени формирования палеозойско-мезозойских горстов и грабенов, которые существовали в верхнем палеозое и мезозое на месте Рейнского и Роннского сегментов современной Рейнско-Ливийской рифтовой системы [Копецкий Л. — Роль рифтогенеза..., 1977].

## 2. МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ПОЯСА

Редкометалльные месторождения представлены пегматитовым, полевошпат-метасоматитовым, щелочно-гранитным, скарновым и грейзеновым генетическими типами, а также литий-фтористыми гранитами и многочисленной группой гидротермальных месторождений. Кроме того, на территории пояса известны массивы нефелиновых и щелочных сиенитов, ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов, несущие в ряде случаев редкометалльную аксессуарную минерализацию.

Для удобства изложения размещение редкометалльных месторождений в пределах пояса, как и в других поясах, рассматривается по включенным в него складчатым системам не в порядке их возраста, а по простирацию пояса с востока на запад и с севера на юг.

В пределах Новой Земли и Таймыра потенциально редкометалльные интрузивные комплексы неизвестны.

**Уральская область.** В пределах этой области широко развиты как керамические и слюдоносные, так и камерные хрусталеносные с драгоценными камнями (в том числе с редкометалльными минералами) пегматиты, а также пегматиты с аксессуарными редкометалльными минералами. Последние в отдельных случаях сопровождаются пневматолито-гидротермальными слюдитовыми и слюдисто-полевошпатовыми жилами с аксессуарным бериллом (изумрудом), многие годы рассматривавшимися в ка-

честве «десилифицированных гранитных пегматитов». Кроме пегматитов на территории Уральской складчатой области известны редкометалльные полевошпатовые метасоматиты и нефелиновые и щелочные сиениты с аксессуарной редкометалльной минерализацией, а в последние годы обнаружены редкометалльные карбонатиты.

Как известно [Геологическое строение СССР, 1968; Смирнова М. Н., 1971; и др.], складчатая структура Урала сформировалась на древнем (архейско-нижнепротерозойском) фундаменте в два тектоно-магматических цикла: каледонский и герцинский. Каледониды и герциниды Урала протягиваются узкой совместной полосой в меридиональном направлении на расстояние в несколько тысяч километров. Породы фундамента обнажаются на ограниченных участках этой складчатой области. Они в значительной мере переработаны в более поздние орогенические эпохи и представлены тараташским архейско-нижнепротерозойским комплексом и мощными (более 13 км) рифейскими и вендскими отложениями.

Каледониды Урала как складчатая область сформировались уже к началу палеозоя — кембрию и впоследствии представляли собой многоэосинклинальную зону герцинид. Заложение основных структур последних началось тоже в каледонскую тектоно-магматическую эпоху, еще в ордовике, когда формировались основные прогибы и разделяющие их поднятия. Геосинклинальное развитие этой области Урала продолжалось вплоть до девона и позже, и лишь герцинский орогенез превратил всю Уральскую складчатую область в молодую платформу.

В современном эрозийном срезе в Уральской складчатой области выделяются следующие основные тектонические элементы (с запада на восток) (рис. 33): Предуральский краевой прогиб; многоэосинклинальная зона западного склона Урала и Уралтауский антиклинорий, в ядре которого обнажены архейско-нижнепротерозойские (в южной его части) и верхнепротерозойско-кембрийские (?) образования; эвгеосинклинальная зона Восточного Урала, состоящая из ряда меридионально вытянутых прогибов и поднятий, частично перекрытых мезо-кайнозойскими отложениями Западно-Сибирской низменности. Северная часть Уралтауского антиклинория именуется Харбейским антиклинорием (или блоком), южная — Башкирским антиклинорием. Уралтауский антиклинорий осложнен двумя синклинориями — Зилаирским и Лемвинским. Эвгеосинклинальная зона Восточного Урала (Зеленокаменный синклинорий) включает Магнитогорский, Тагильский, Аятский синклинории и Урало-Тобольский антиклинорий [Геологическое строение СССР, 1968].

Каледониды от герцинид отделяет меридиональный глубокий разлом восточного борта Уралтауского антиклинория. Он протягивается на юг через весь Казахстан и Среднюю Азию (Урало-Оманский линеамент) и отчетливо дешифрируется на

космических снимках [Амурский Г. И., 1976]. К этому линеamentу тяготеет большинство рудных месторождений Урала; он фиксируется поясом габбро-перидотитовых интрузивов и гравитационной ступенью.

В структуре Урала геофизическими и геологическими работами последних лет обнаружены поперечные дизъюнктивные нарушения и крупные пологие надвиги, на отдельных участках приведшие к полному перекрытию поднятий покровами выжатых из прогибов отложений.

К началу мезозоя Уральская складчатая система превратилась в молодую платформу и вместе с частями Урало-Монгольского складчатого пояса, перекрытыми сейчас отложениями Западно-Сибирской низменности, спаяла в единый континент Восточно-Европейскую и Сибирскую платформы.

В триасе на территории Западной Сибири возникла зона раннемезозойского рифтогенеза, прекратившая развитие уже к началу верхнего мезозоя. Многочисленные грабены системы преимущественно меридионального простирания наложены

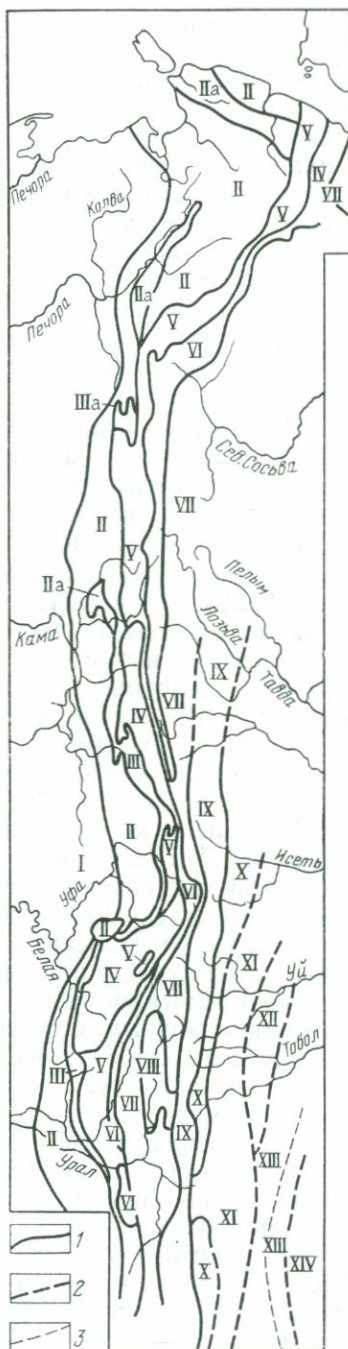


Рис. 33. Тектоническая схема Урала. По В. М. Сергиевскому [Геологическое строение СССР, 1968].

1 — границы структурно-формационных зон; 2 — то же, под рыхлами осадками; 3 — границы подзон. Зоны: I — Русская платформа, II — передовой прогиб, IIa — срединные массивы — выступы докембрия в нем, III — платформенный палеозой Западного Урала, IV — Западно-Уральский антиклинорий, V — Зилаирский и Вишерский синклинории, VI — Уралтауский антиклинорий (Центрально-Уральский), VII—VIII — Тагильский, Магнитогорский и другие синклинории, IX — Восточно-Уральский антиклинорий, X — Алапаевский синклинорий, XI — Тобольский антиклинорий, XII — Притобольский синклинорий, XIII — Западно-Тургайский синклинорий, XIV — Центрально-Тургайская зона

на меридиональные же структуры герцинид фундамента Западно-Сибирской плиты и частично на герцинские структуры восточного склона Урала [Куликов П. К. и др., 1972]. На территории плиты грабены фиксируются бурением и геофизически. Выполнены они вулканогенно-осадочными (вулканиты — типичные траппы в основном базальтового, с примесью риолитов, состава) ниже-среднетриасовыми толщами турьинской серии и угленосными поздне-триасовыми — раннеюрскими (челябинская серия), а также среднеюрскими отложениями (см. рис. 22).

Наиболее крупный Колтогорско-Уренгойский грабен системы длиной более 2000 км располагается на продолжении так называемого Главного Казахстанского разлома. Грабены чередуются с горстами и геофизически выражены магнитными максимумами.

На северо-восток от рассматриваемой системы ответвляется Хатангская ветвь — широкая впадина-грабен, выполненная терригенно-туфогенными отложениями нижнего триаса и ограниченная полосами развития внедрившихся по глубинным разломам основных-ультраосновных триасовых интрузий.

Е. Е. Милановский [1976], П. К. Куликов [Куликов П. К. и др., 1972] и другие исследователи, на наш взгляд, вполне обоснованно связывают формирование верхнепалеозойско-мезозойских грабенов и горстов и приуроченных к ним рифтогенных интрузивов щелочных-ультраосновных пород с карбонатитами, щелочных и нефелиновых сиенитов Енисейского кряжа, а также карбонатитовых комплексов Меймеча-Котуйской щелочной провинции и Чадобецкого поднятия с возникновением и развитием мезозойской Западно-Сибирской рифтовой системы.

Магматические интрузивные породы Уральской складчатой области представлены докембрийскими гранито-гнейсами, пегматитами Башкирского антиклинория, а также щелочными и нефелиновыми сиенитами и гранитами рапакиви Бердяшского лакколита; каледонскими габбро-норитами, дунитами, перидотитами, сопровождающимися месторождениями никеля, платины, хрома и относящимися многими учеными к раннегерцинским эвгеосинклинальным образованиям; герцинскими гранитоидами, с которыми связаны железорудные (горы Магнитная, Благодарь, Высокая) месторождения, а также акцессорная редкометалльная минерализация в пегматитах, грейзенах и гидротермальных образованиях; позднепалеозойскими (290—265 млн. лет назад) нефелиновыми и щелочными сиенитами и сопровождающими их альбититами и щелочными пегматитами тоже с акцессорными редкометалльными минералами.

Пегматитоносные гранитоиды Урала образуют полосу «батолитоподобных» гранитных массивов, протягивающуюся по территории Восточно-Уральского антиклинория (являющегося частью более крупного Урало-Тобольского антиклинория) и частично захватывающую Магнитогорский синклинорий. Время

формирования массивов 260—270 млн. лет (пермь). Большинство массивов приурочено к брахиантиклинальным поднятиям в пределах Восточно-Уральского антиклинория и представляют собой куполообразные тела «диапирового» типа. В строении массивов участвуют гранитоиды, относящиеся к трем разным фазам (от древних): 1) нормальной щелочности мезократовые плагиограниты, адамеллиты; 2) равномернозернистые и порфировидные граниты; 3) лейкократовые и аляскитовые граниты. С гранитами третьей, возможно, частично и второй фаз генетически связаны редкометальные пегматиты и жильно-грейзеновые образования с акцессорными вольфрамитом и бериллом.

Другие массивы гранитов данной полосы имеют форму «мигматит-плутонов», т. е. окружены более или менее мощными зонами собственных мигматитов и сопровождаются слюдоносными и редкоземельными пегматитами. С отдельными из этих массивов связаны, вероятно, десилифицированные пегматиты. Граниты этих массивов представлены диоритами, сениит-диоритами, мезократовыми гранитами I фазы, среди которых часто наблюдаются в различной степени переработанные ксенолиты вмещающих пород основного состава, и лейкократовыми двуполевошпатовыми гранитами II фазы. Возраст этих гранитов несколько древнее — 280—290 млн. лет [Геологическое строение СССР, 1968].

Многие признаки (дискордантные контакты с вмещающими породами; своеобразные формы массивов, не свойственные синорогенным интрузивам; куполовидные «вздутия», в которых массивы располагаются; приуроченность к ослабленной зоне сочленения разновозрастных структур осевой части Восточно-Уральского антиклинория; наконец, пермский абсолютный возраст) свидетельствуют о том, что пегматитоносные гранитоиды Урала поздние- и даже посторогенные образования.

Редкометальные полевошпатовые метасоматиты в последние годы обнаружены в пределах Полярного Урала [Апельцин Ф. Р. и др., 1967] и в других районах. На Полярном Урале они располагаются в пределах Харбейского антиклинория и характеризуются абсолютным возрастом 356—300 млн. лет. Таким образом, время их формирования укладывается в период около 50 млн. лет.

Полевошпатовые метасоматиты Полярного Урала, как и редкометальные метасоматиты Русской и Сибирской платформ, характеризуются отсутствием видимой связи с какими-либо интрузивами; пространственно они приурочены к глубинным региональным разломам; являются инфильтрационно-метасоматическими пневматолитовыми и пневматолито-гидротермальными образованиями, по внешнему виду напоминающими гранито-гнейсы; сформировались они за счет зеленокаменных сланцев и гранитов и содержат акцессорные тантало-ниобаты (колум-

бит-танталит, редкоземельный плумбопирохлор, самарскит, фергусонит), редкоземельные минералы (монацит, ксенотим, торит и др.), бериллийсодержащие минералы (гадолинит), малакон, касситерит и др. [Апельцин Ф. Р. и др., 1967].

Несмотря на то что метасоматические тела пространственно всюду приурочены к разрывным нарушениям, они залегают более или менее согласно со складчатостью вмещающих их доордовикских гранито-гнейсов и кристаллических сланцев, что обусловлено наличием кроме крупных разломов, подводящих производившие метасоматоз эманации, также разломов II порядка, согласных со складчатостью и рассекающих благоприятные для метасоматического преобразования разности метаморфических пород.

Харбейский блок (антиклинорий) Полярного Урала ограничен глубинными региональными разломами и сложен доордовикскими осадочно-метаморфическими образованиями, прорванными на отдельных участках доордовикскими гранитоидами.

Осадочно-метаморфические образования представлены (снизу вверх): лонгот-юганской (в составе немурюганской и няровейской свит) и ханмейской сериями отложений, сложенными различными кварцитами, мраморами, зеленокаменными апотерригенными кристаллическими сланцами, амигдалоидными метапорфиритами, аповулканическими зелеными сланцами основного состава, амфиболитами. Тела полевошпатовых метасоматитов располагаются чаще всего в породах няровейской, реже в низах няровейской — верхах немурюганской свит — в тонкозернистых апоалевритовых зеленых сланцах.

Многие геологи рассматривают Харбейский блок как своеобразный срединный массив в герцинидах Полярного Урала. Доордовикские структуры блока в основном субширотные. Полевошпатовые метасоматиты тяготеют к узлам пересечения меридиональных «уралтауских» разломов с субширотными «сквозными» разломами. Те и другие древнего — докембрийского — заложения, неоднократно впоследствии активизировавшиеся. Возникновение полевошпатовых метасоматитов — результат герцинской активизации этих разломов, которая, кроме того, проявилась и в дислокационном метаморфизме вдоль разрывных зон, несколько опередившем формирование метасоматитов.

Сопровождались ли явления активизации формированием сколько-нибудь явно выраженных морфоструктур (грабен и горстов), сказать трудно, так как в пределах Харбейского блока, как и всего Уралтауского антиклинория, в мезозое и кайнозое преобладали восходящие вертикальные движения и молодые отложения (если они были) и соответствующие им морфоструктуры не сохранились [Геологическое строение СССР, 1968].

Ф. Р. Апельцин с соавторами [1967] подчеркивают, что редкометальные полевошпатовые метасоматиты Полярного Урала — производные вполне определенной фации глубинности (фации

глаукофановых сланцев). По их мнению, в более глубоких условиях за счет действия тех же материнских эманаций вместо них могут возникать интрузивные «реоморфические» редкометальные гранитоиды.

Нефелиновые и щелочные сиениты на Урале представлены широко известными Бердяушским, Вишневогорским, Ильменогорским массивами и менее известными массивами Тимана, Мугоджар, окрестностей Кушвы и др., так называемого нязепетровского комплекса.

Бердяушский массив докембрийского возраста (1360 млн. лет) сложен гранитами рапакиви, щелочными и нефелиновыми сиенитами. Щелочные породы в центре, граниты — по периферии. Массив вытянут в северо-восточном направлении согласно простиранию вмещающих его докембрийских карбонатных пород и имеет лакколитовую форму. Нефелиновые и щелочные сиениты рвут граниты, не содержат акцессорную редкометальную минерализацию (они вообще бедны аксессуориями, отмечаются лишь сфен, апатит, циркон) и, вероятно, являются производными базитовой магмы [Левин В. А., 1972]. Если такое предположение отвечает действительности, Бердяушский массив несомненно следует относить к гетерогенным, сложенным разновозрастными, не коагматичными друг с другом интрузивными образованиями. Массив располагается на западном склоне Урала в пределах блокового так называемого Приуральского приразломного поднятия, в целом имеющего куполовидную форму и находящегося на территории Предуральского передового прогиба, собственно уже за пределами (за западной границей) Уральской складчатой системы. Формирование поднятия, вероятно, было обусловлено внедрением Бердяушского массива, что обычно имеет место при внедрении платформенных интрузивов гранитоидных и щелочных пород. Располагается поднятие на субширотном перегибе меридиональных уральских структур [Геологическое строение СССР, 1968].

Ильменогорский и Вишневогорский массивы щелочных и нефелиновых сиенитов объединяются их исследователями [Еськова Е. М., 1976; Роненсон Б. М., 1965; Левин В. Я., 1972] в один комплекс, они соединяются Увильдинской полосой развития щелочных пород. Массивы сложены главным образом биотитовыми нефелиновыми сиенитами — миаскитами, располагаются в антиклиналях, сопровождаются пластовыми залежами щелочных пород и окружены экзоконтактовыми ореолами фенитизации вмещающих пород. В обоих массивах присутствуют щелочные сиениты, постепенными переходами связанные с миаскитами. Жильная фация миаскитов представлена аплитами и щелочными пегматитами.

На эндоконтакты Вишневогорского массива, его фениты, аплиты и пегматиты наложена альбитизация, проявленная вдоль ослабленных зон разрывов и сопровождающаяся акцессорной

редкометальной минерализацией (пирохлор, циркон и др.). Кроме альбититов в центральной части массива имеются карбонатные породы с аксессуарными апатитом и некоторыми редкометальными минералами, возникшие в результате карбонатизации сиенитов. Зоны карбонатизации нередко накладываются и на альбититы зон альбитизации [Главнейшие провинции..., 1974].

В последнее время (по устному сообщению В. Я. Левина и Б. М. Роненсона) в районе Вишневогорского щелочного массива обнаружены кальцитовые карбонатиты, во многом, вплоть до наличия в них аксессуарных редкометальных минералов, напоминающие карбонатиты ультраосновных-щелочных комплексов и имеющие иное происхождение, чем карбонатные породы, образованные по миаскитам и альбититам. В. Я. Левин считает, что последние постмагматические, хотя бы потому, что они наложены на магматические (?) миаскиты и автометасоматические альбититы. Обнаруженные же карбонатиты древнее миаскитов и образуют как бы тыловую часть нефелиновых сиенитов, которые представляют собой в таком случае фронт магматического замещения при внедрении пироксенитов и сопровождающих их карбонатитов.

Пространственно оба рассматриваемых массива приурочены к Уралтаускому антиклинорию — срединному архейскому (2—1,8 млрд. лет) блоку палеозойской Уральской геосинклинали, испытавшему тектоно-магматическую активизацию в верхнем палеозое. В результате этой активизации и возникли данные массивы миаскитов. Оба они располагаются на ослабленной зоне глубинного разлома долготного простирания — зоне Урало-Оманского линеамента.

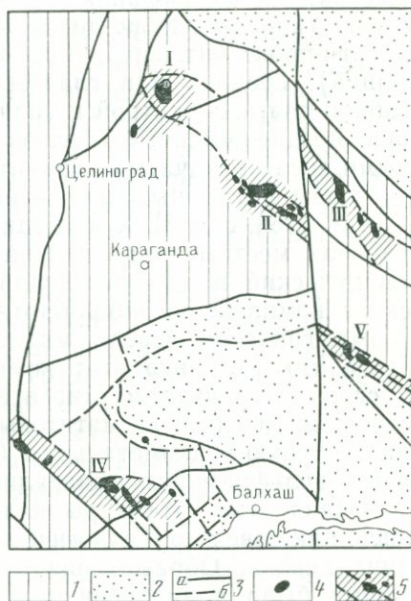
Нефелиновые и щелочные сиениты Мугоджар слагают несколько массивов и даек, пространственно приуроченных к той же ослабленной зоне разрывов, что и массивы вишневогорско-ильменогорского комплекса, и примерно того же абсолютного возраста (290—300 млн. лет), но находятся южнее их. Сиениты отдельных массивов (Борсуксайского) интенсивно альбитизированы и содержат аксессуарные пирохлор, фергусонит, монацит, гадолинит, циркон и др. [Главнейшие провинции..., 1974].

В остальных массивах нефелиновых и щелочных сиенитов аксессуарная редкометальная минерализация не обнаружен.

**Казахстанская область.** На территории Казахстанской складчатой области сравнительно широко развиты грейзеновые, жильно-грейзеновые и пегматитовые образования, несущие аксессуарную редкометальную минерализацию и генетически связанные с разновозрастными гранитоидами. Относительно многочисленны в ее пределах и массивы рибекитовых, рибекит-арфведсонитовых, биотит-рибекитовых щелочных гранитов с редкометальными минералами. Наконец, на ее площади спорадически наблюдаются массивы щелочных и нефелиновых сиенитов, в от-

Рис. 34. Позднегерцинские зоны активизации и гранитоиды этапа активизации Центрального Казахстана. По Н. Я. Яшенко и В. Н. Серых [1975].

1 — каледониды; 2 — герциниды; 3 — глубинные разломы (а — главные, б — второго порядка); 4 — гранитоиды этапа активизации; 5 — зоны активизации: I — Койтасская, II — Баян-Аул-Кызыл-Таусская, III — Третьяковская, IV — Кызылжар-Таятханская, V — Южночигизская



дельных случаях также содержащих акцессорные редкометалльные минералы.

Казахстанская складчатая область включает каледониды Северного, Западного и частично Центрального Казахстана и герциниды Восточного Казахстана и Джунгаро-Балхашской области (рис. 34).

Каледониды Казахстана образуют огромную дугу, во внутренней части которой располагаются герцинские сооружения Джунгаро-Балхашской складчатой системы. Эта дуга на юге Казахстана представлена субширотными структурами Северного Тянь-Шаня, северо-западнее она охватывает водораздел оз. Балхаш и р. Чу, хр. Малый Каратау, Улутауское поднятие и Сары-Су-Тенизский водораздел; северная ее часть включает Ишим-Улутаускую и Восточно-Кокчетавскую, а юго-восточная — Бекпакдала-Кандыктакскую и Чингиз-Тарбагатайскую структурно-формационные зоны. Последняя представляет собой горст-антиклинорий, разделяющий Джунгаро-Балхашскую и Восточно-Казахстанскую (Зайсанскую) герцинские складчатые системы.

Среди каледонских структур располагаются более или менее крупные срединные докембрийские массивы (в Бетпакдале, горах Каратау и Улутуау и в др.). Самый крупный массив — Кокчетавский. Эти массивы (их еще называют «зоны допалеозойской стабилизации») в каледонскую и герцинскую орогенические эпохи подверглись тектоно-магматической активизации, выразившейся как в образовании (или подновлении древних) разломов и в вертикальных движениях возникших блоков, так и в формировании палеозойских интрузивов и субвулканических тел.

Магматические породы каледонского цикла развиты в пределах каледонид Казахстана весьма широко и представлены эффузивными и интрузивными образованиями. Среди последних

выделяются образования ранних стадий развития каледонского цикла (породы габбро-диабазовой, габбро-перидотитовой, перидотит-пироксенитовой, дунит-пироксенитовой интрузивных формаций), средних или главных стадий его развития (породы габбро-плагиигранитной и гранодиоритовой формаций) и, наконец, позднеорогенные образования, представленные «... типичными послескладчатыми гранитными плутонами, приуроченными к зонам разрывных нарушений...» [Геологическое строение СССР, 1968, с. 308]. К последним относится имеющий в разных районах местные наименования (аралаульский, боровский, чатыркульский и др.) девонский (силур-девонский, верхнедевонский) комплекс амфибол-биотитовых, лейкократовых и аляскитовых гранитов. Среди магматических образований каледонского цикла только этот комплекс характеризуется наличием в связи с гранитами относительно обильных грейзенов, грейзеново-жильных и пегматитовых образований, нередко несущих аксессуарную редкометальную (берилл, колумбит), а также олово-вольфрамовую минерализацию.

Складчатые структуры каледонид Казахстана сформировались, как известно [Геологическое строение СССР, 1968], к середине девона. Образовавшаяся молодая эпикаледонская платформа была в дальнейшем активизирована в герцинский период орогенеза. Причем активизация, синхронная ранним стадиям орогении герцинид, проявилась преимущественно в срединных массивах каледонид, возможно, потому, что каледонида к этому времени еще не успели полностью консолидироваться. В этот период сформировался, в частности, Ишимский щелочной вулканоплутонический комплекс, сложенный более ранними эпилейцитовыми, трахитовыми порфирами, базальтовыми порфиритами, их туфами и лавобрекчиями и более поздними шонкиритами, нефелиновыми и эпилейцитовыми сиенитами, щелочными сиенитами, эссекситами, монцонитами.

Массив приурочен к разрыву, ограничивающему Кокчетавскую срединную глыбу, располагается частично среди докембрийских пород этой глыбы, а частично в нижнепалеозойских отложениях Ишимской Луки и имеет абсолютный возраст 380—400 млн. лет.

Активизация, синхронная главным стадиям орогении герцинид, в каледонидах Казахстана проявилась более широко. Особенно интенсивно тектоно-магматическая активизация этого периода проявилась в Чингиз-Тарбагатайском горст-антиклинории, в Чу-Балхашской и в других структурно-формационных зонах каледонид, примыкающих к герцинским геосинклинально-складчатым системам или эти системы разделяющих (Чингиз-Тарбагатайская зона). Ей обязаны появлением среднегерцинские (карбоновые) гранитные комплексы Чу-Балхашской структурно-формационной зоны с редкометальной аксессуарной минерализацией и щелочно-гранитные и нефелин-сиенитовые ком-

плексы северо-восточной и восточной частей дуги каледонских структур Казахстана. К последним относятся щелочные и нефелиновые сиениты Еремень-Баянаульской структурно-формационной зоны; эгирин-рибекитовые, рибекит-арфведсонитовые, биотит-рибекитовые щелочные граниты с редкометальной акцессорной минерализацией, а также щелочные и нефелиновые сиениты Чингиз-Тарбагатайского горст-антиклинория с абсолютным возрастом 240—280 млн. лет (поздний карбон — пермь), щелочные и субщелочные граниты талгарского комплекса Заилийского Алатау.

Наконец, на территории каледонид Казахстана отмечается также тектоно-магматическая активизация, синхронная поздним фазам складчатости герцинид. С активизацией этого времени связано формирование массивов пермских гранитов и аляскинтов в Чингиз-Тарбагатайском горсте-антиклинории и Баянаульском районе; позднекарбонového кастекского комплекса гранитов и граносиенитов в Северном Тянь-Шане; пермского Майкульского массива гранитов и амазонитовых гранитов в Чу-Балхашской зоне.

Зоны герцинской тектоно-магматической активизации каледонид не совпадают с их складчатыми структурами: они располагаются в узлах пересечения и вдоль крупных разрывов, секущих каледониды или отделяющих их от герцинид [Геологическое строение СССР, 1968].

Джунгаро-Балхашская герцинская складчатая система характеризуется постепенным смещением мобильных геосинклинальных зон и центров магматизма с северо-запада на юго-восток и неодновременным окончанием геосинклинального процесса. Поэтому гранитоидные интрузивы этой системы (все они типично постскладчатые) химико-петрологически и по соотношению времени их формирования с определенными этапами развития геосинклинали идентичны друг другу и в разных участках системы имеют различный возраст (от раннего карбона до перми).

В Джунгаро-Балхашской системе выделяют три формации герцинских гранитоидов (от ранних): 1) гранодиоритовую, 2) нормальных биотитовых гранитов и 3) аляскинтовых калиевых, нередко миаролитовых гранитов; граниты первой формации — карбоновые, второй — верхнекарбоновые и пермские, третьей — ранне- и позднепермские. Форма массивов гранитов всех трех формаций: межформационные пластовые, лакколито-подобные, лополито-подобные, трещинные тела, гарполиты. Интрузивы поздней формации имеют в основном кольцевое строение и нередко совмещены в пространстве с комагматичными им вулканитами, слагая совместные вулканоплутоны. С миаролитовыми гранитами связаны редкометальные пегматиты, которые иногда содержат акцессорные драгоценные редкометальные минералы.

Герциниды Восточного Казахстана представлены Зайсанской складчатой системой. Она включает Юго-Западный Алтай, Калбу, Восточное Причингизье, Саур, Зайсанскую впадину, разделяет каледониды Казахстана и Горного Алтая и сложена морскими осадочными и вулканогенными отложениями девона и раннего карбона. От каледонид она отделяется мощными зонами региональных разломов: Северо-Восточной и Юго-Западной зонами смятия. На площади Зайсанской складчатой области выделяются вытянутые в северо-западном направлении две геоантиклинальные и две миогеосинклиналильные зоны (с северо-востока на юго-запад): миогеосинклиналильная Южно-Алтайская, геоантиклинальная Рудно-Алтайская, миогеосинклиналильная Восточно-Калбинская и геоантиклинальная Жарма-Саурская. Между двумя последними располагается еще одна — Западно-Калбинская структурно-формационная зона.

Наибольшим количеством и разнообразием магматических пород характеризуются геоантиклинальные зоны, где широко развиты вулканы андезитового, кератофирового, базальтового состава и интрузивные породы ультраосновного и диорит-плагиогранитного состава.

Зайсанская геосинклиналильная область превратилась в складчатую горную систему к концу нижнего карбона. В позднем карбоне — перми эта молодая эпигерцинская платформа была активизирована. Активизация выразилась в оживлении глубоких разломов и в вертикальных перемещениях по ним отдельных блоков земной коры, а также во внедрении лейкократовых и аляскитовых пегматитоносных гранитов и несколько более поздних сиенитов и щелочных гранитов. В результате проявления процессов активизации на месте миогеосинклиналильных зон образовались трюги — грабены (рифты), а на месте геоантиклинальных зон — горстовые поднятия. В грабенах накопились постнижнекарбонные отложения [Ященко Н. Я., Серых В. И., 1975].

Рифтогенные гранитоиды (граниты периода активизации) располагаются главным образом в грабенах. Это так называемый монастырский комплекс гранитов. Граниты комплекса рвут отложения среднего карбона и гранитоиды послесреднекарбонного калбинского гранитного же комплекса и пересекаются дайками позднекарбонных — раннепермских сиенитов и щелочных гранитов. Возраст их пермский (260—220 млн. лет).

Массивы монастырских гранитов дискордантны к структурам вмещающих осадочных пород и трещинной тектонике синорогенных массивов калбинских гранитоидов, среди которых они часто залегают. В составе монастырских гранитов преобладают порфиридные и равномернозернистые калиевые лейкократовые граниты; двуслюдяные граниты с акцессорными гранатом и турмалином и мелкозернистые граниты, с которыми ассоциируют редкометальные пегматиты, занимают подчиненное положение. Они образуют штоки, гарполиты, пластообразные и ча-

шеобразные тела с множеством апофиз, в эндоконтактовых, а часто и в более внутренних зонах имеют пегматоидную или миа-ролитовую текстуру, обогащены кварцем и мусковитом.

Многие геологи, основываясь на залегании монастырских гранитов и их пегматитов в массивах синорогенных калбинских гранитов, считают эти пегматиты производными последних.

**Алтае-Саянская область.** Эта складчатая область располагается между Сибирской платформой и Западно-Сибирской плитой на севере, Казахстанской складчатой областью на западе и структурами Забайкалья и Монголии на юге и востоке. Большую часть области занимают каледонские складчатые системы (Западный Саян, Горный Алтай, Тува и др.), но северо-восточная часть области включает байкалиды (Восточный Саян и Хамар-Дабан), а северо-западная — герциниды (Томь-Колыванская зона и Салаир).

Алтае-Саянская складчатая область характеризуется мозаично-глыбовым тектоническим строением. В ее пределах имеются блоки со структурами восток-северо-восточного (западносаянского), северо-западного (восточносаянского), субширотного и субмеридионального простираний.

Для каледонид рассматриваемого региона весьма характерно отсутствие краевых прогибов, относительно слабое развитие верхнего — орогенного — структурного яруса, формирование в среднем — верхнем палеозое унаследованных и наложенных впадин и прогибов, близких по многим особенностям к геосинклиналям, но проще построенных и с гораздо менее интенсивной складчатостью (впадины типа Центрально-Тувинского остаточного прогиба). Каледониды области заканчивали развитие в разное время. В соответствии с этим выделяются блоки ранней стабилизации (байкалиды, салаириды или ранние каледониды) и поздние каледониды.

В пределах области располагаются поля редкометалльных гранитных пегматитов; щелочные рибекит-арфведсонитовые граниты и нефелиновые и щелочные сиениты с аксессуарной редкоземельной и редкометалльной минерализацией; пневматолито-гидротермальные и гидротермальные образования, содержащие минералы редких элементов. Все редкометалльно рудоносные магматические породы, как показали исследования последних лет, являются в основном производными процессов тектономагматической активизации байкалид и ранних каледонид. В соответствии с этим в данном разделе магматизм герцинских систем Алтае-Саянской области не освещается, структуры поздних каледонид и их магматизм почти не рассматриваются, основное же внимание уделено структурам активизации и магматизму байкалид и ранних каледонид.

Входящие в состав Алтае-Саянской складчатой области байкалиды Восточного Саяна располагаются южнее края Сибирской платформы (южнее Главного Саянского разлома). В со-

временном эрозионном срезе они имеют крупноблоковое строение. Здесь выделяются ограниченные глубинными разломами Окино-Слюдянская, Гарганская, Шутхулайская, Хайтинская и более мелкие жесткие архейские глыбы — обломки того цоколя, на котором заложилась геосинклинальная система байкалид; Протеросаянский (Дербинский, Восточно-Саянский), Окинский и др. горсты — антиклинории, сложенные ниже- и средне-протерозойскими отложениями; Утхумский и более мелкие синклинории, выполненные средне-верхнепротерозойскими и синийскими слоистыми породами. Эти крупные структуры обрамляются и разграничиваются региональными глубинными разломами: Шиндинско-Дербинским (Дербинским, Восточно-Саянским) и Кандатским, протягивающимися соответственно вдоль юго-западного и южного края Протеросаянского антиклинория; Окинским (Жомболокским, Азасским) и Сархойско-Оспинским, обрамляющими первый с севера, а второй — с юга Окинский антиклинорий и др. (рис. 35).

Породы срединных массивов (жестких блоков) байкалид в завершающие этапы байкальской складчатости испытали рассланцевание, гранитизацию, палингенез, а на отдельных участках — щелочной и кремнекислый метасоматоз. Все эти процессы проявились главным образом вдоль зон региональных разломов, обрамляющих и пересекающих жесткие блоки, и могут рассматриваться как активационные (протоактивизация). К началу палеозоя область байкалид Восточного Саяна превратилась в молодую платформу.

Расположенная южнее и западнее Восточного Саяна каледонская складчатая область преимущественно ранней стабилизации (главным образом территория Западного Саяна и Тувы) тоже имеет блоковое строение. В ее пределах выделяются ограниченные глубинными разломами, сложенные докембрийскими образованиями выступы и срединные массивы: Джебашский, Базыбайский в Западном Саяне, Сангиленский — в Юго-Восточной Туве; Восточно-Тувинская, Куртушибинская, Джебашская и другие антиклинорные зоны; Западно-Саянский, Кизир-Казырский, Сисимский и другие синклинории; Центрально-Тувинский остаточный прогиб, выполненный ордовик-силур-девонскими отложениями, Хамсаринский прогиб, а также наложенные межгорные впадины: Рыбинская (Чулымо-Енисейская), Южная и Северная Минусинские, Сыда-Ербинская и др. (см. рис. 35).

В междуречье Хамсары, Ии и Хойто-Оки каледонские структуры далеко вдаются в байкальские (Хамсаринская впадина на продолжении к востоку Центрально-Тувинского остаточного прогиба), где непосредственно граничат по Главному Саянскому разлому со структурами Сибирской платформы, в частности с Бирюсинским горстом.

Из наиболее мощных и протяженных глубинных разломов, разграничивающих блоки каледонид, следует отметить

Южно-Минусинский (Кандатский) и Соругский, обрамляющие соответственно с севера и юга Джебашский антиклинорий; затем Хемчикско-Куртушибинский, ограничивающий с юга Западно-Саянский синклинорий; Центрально-Тувинский; Азасский (Жомболокский или Окинский); наконец, Агардакский, являющийся северной границей Сангиленского срединного массива.

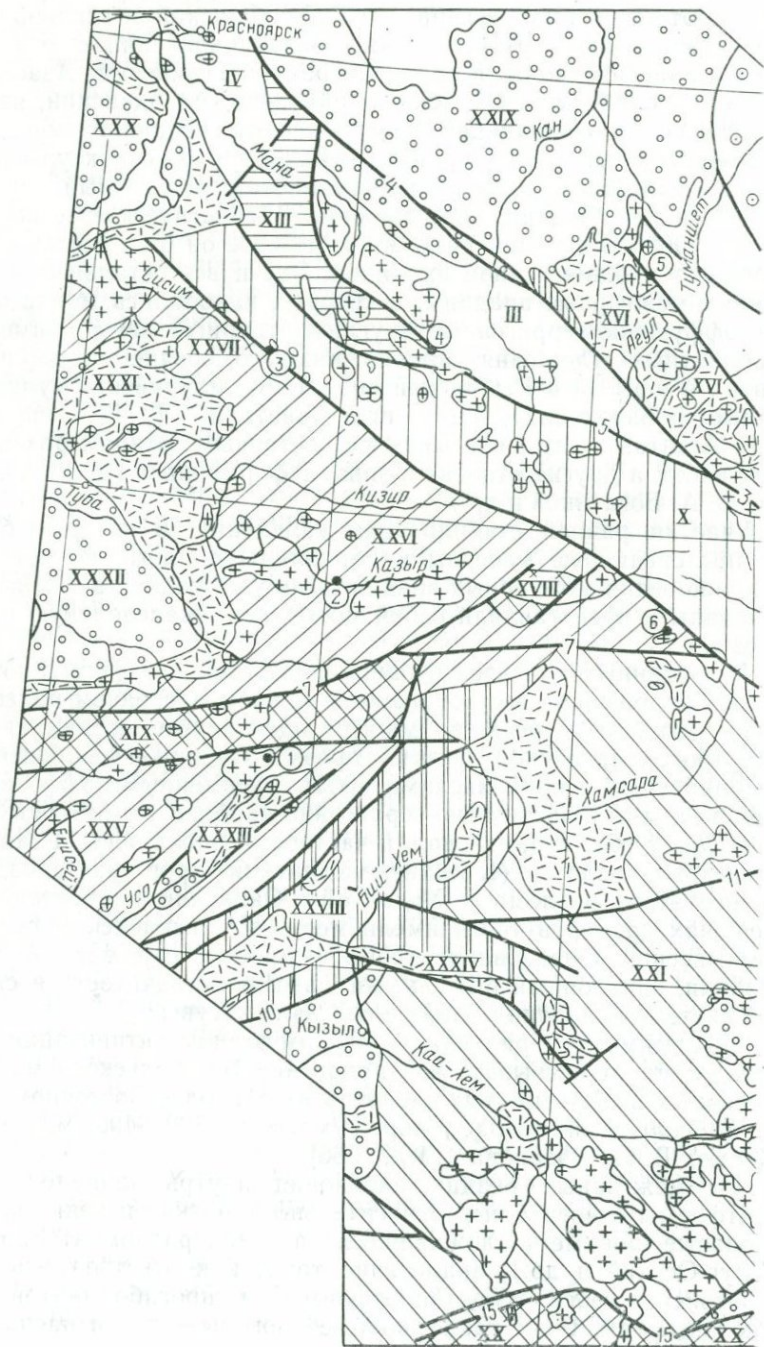
Все выступы, синклинии и антиклинории — структуры ранней консолидации; Центрально-Тувинский остаточный прогиб относится к поздним каледонидам [Геологическое строение СССР, 1968]. В верхнем палеозое и мезозое он был унаследован наложенной одноименной впадиной. Эта и все остальные наложенные межгорные впадины, в которых накопились молассоидные эффузивно-терригенные и углисто-терригенные с примесью карбонатных отложения карбона, нижнего, среднего и верхнего девона и юры (а в Рыбинской впадине и силурийские вулканогенные образования), одни исследователи (Т. Н. Иванова, В. Б. Агентов и др.) связывают с орогенным этапом развития каледонид, а другие относят к эпиплатформенным (Е. Д. Андреева, О. А. Богатиков и др.).

Участки ранней стабилизации каледонид, в которые были впаяны срединные массивы и байкалиды области, ко времени возникновения межгорных впадин были уже полностью консолидированы и представляли собой молодую эпикаледонскую платформу.

В срединных массивах и байкалидах этой платформы сохранились от эрозии существовавшие в нижнем — среднем палеозое узкие прогибы — трог, во многом идентичные геосинклинальным трогам архейской протоплатформы Сибири и выполненные кембрийскими и ордовикскими субплатформенными эффузивно-терригенными и эффузивно-терригенно-карбонатными отложениями. Такой трог существовал, в частности, вдоль зоны Главного Саянского разлома (Колбинско-Удинский трог на западном фланге этого разлома и Урда-Хойто-Окинский на восточном). Меньших размеров трог имели место в Сангиленском срединном массиве. Образование трогов — процесс отраженной активизации, синхронный с главными фазами складчатости в смежной системе каледонид Западного Саяна и Тувы.

По-видимому, с раннепалеозойским этапом активизации байкалид следует связывать возникновение Ботогольского массива щелочных и нефелиновых сиенитов и уртитов в Восточном Саяне (абсолютный возраст пород массива 520—490 млн. лет) [Костюк В. П., Базарова Т. Ю., 1966].

От межгорных впадин каледонид внутрь эпикаледонской платформы ответвлялись относительно короткие и узкие клинообразные шовные (заложившиеся на зонах разломов) прогибы (Улуг-Осский и др.), аналогично тому, как ответвлялись протерозойские трог от протоплатформенных прогибов щитов древних платформ. Реже такие шовные прогибы — трог располага-



Подпись к рис. 35 см. на стр. 176.

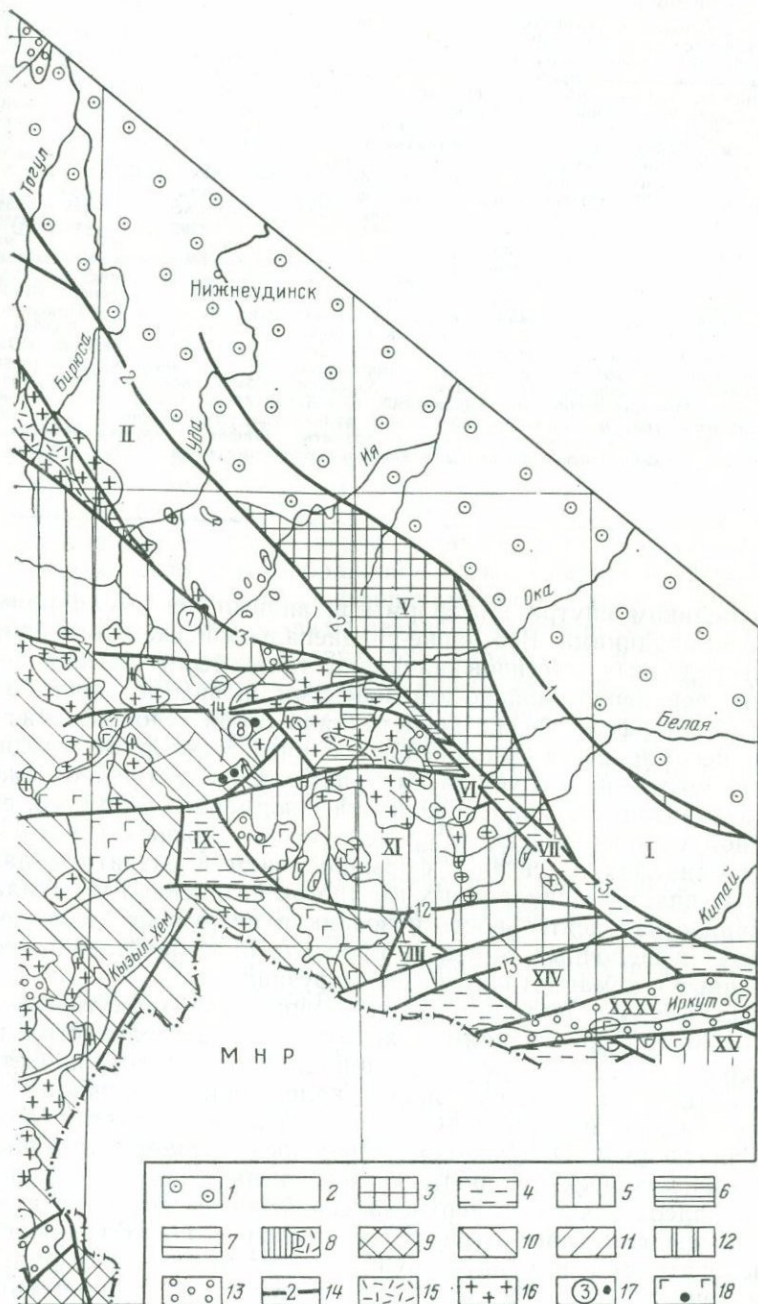


Рис. 35. Щелочные породы центральной и восточной частей Алтае-Саянской складчатой области.

1 — чехол Сибирской платформы и Присаянский краевой прогиб. Фундамент платформы: 2 — архейские горы (1 — Шарыгалгайский, 11 — Бирусинский, 111 — Канский, 1V — Манский); 3 — нижнепротерозойские трюги (V — Урикско-Тагульский). Байкалыды: 4 — горы архейско-нижнепротерозойского фундамента (VI — Хайтинский, VII — Окино-Слюдянский, VIII — Гаргинский, IX — Шутхулайский); 5 — антиклинорий (X — Восточно-Саянский, XI — Окиский); 6 — синклинорий (XII — Утхумский); 7 — наложенные прогибы (XIII — Манский). Зоны сложного блокового развития (XIV — Тункинская, XV — Хамар-Дабанская); 8 — зоны активизации края платформы — палеозойские трюги (XVI — Колбинско-Удинский, XVII — Урда-Хойто-Окиский). Каледониды: 9 — выступы и срединные массивы докембрия (XVIII — Базыбайский, XIX — Джебашский, XX — Сангиленский); 10 — антиклинорий, сложенные рифеом — нижним палеозоем (XXI — Восточно-Тувинский, XXII — Куртушибинский, XXIII — Беллыкский, XXIV — Сыдинский); 11 — синклинорий (XXV — Западно-Саянский, XXVI — Кизир-Казырский, XXVII — Сисимский); 12 — остаточные прогибы (XXVIII — Центрально-Тувинский); 13 — наложенные впадины и грабены (рифты), выполненные верхнепалеозойскими, мезозойскими, кайнозойскими отложениями (XXIX — Рыбинская, XXX — Северо-Минусинская, XXXI — Сайда-Ербинская, XXXII — Южно-Минусинская впадины, XXXIII — Усинский, XXXIV — Улуг-Оскый, XXXV — Иркутский рифты); 14 — главные разломы: 1 — Присаянский (Передовый), 2 — Бирусинский, 3 — Главный Саянский, 4 — Арвинский, 5 — Колбинский, 6 — Восточно-Саянский (Дербинский, Шиндинско-Дербинский), 7 — Кандатский (Южно-Минусинский; Ак-Суг — Соругский), 8 — Борусский, 9 — Хемчикско-Куртушибинский, 10 — Центрально-Тувинский, 11 — Окиский (Азаский, Жомболакский), 12 — Сархойско-Оспинский, 13 — Китойский, 14 — Холбинский, 15 — Агардакский (Эрзынский). 15 — ниже-среднедевонские, местами силур-девонские вулканы; 16 — ниже-среднедевонские гранитоиды; 17 — герцинские щелочные апограниты (цифры в кружках — отдельные массивы); 18 — кайнозойские базальты и наиболее известные четвертичные вулканы

лись целиком внутри платформы и, видимо, не имели прямой связи со впадинами. Все ранне-среднепалеозойские трюги байкалыды и срединных массивов каледонид также были унаследованы этими верхнепалеозойско-мезозойскими шовными прогибами. Прогибы морфологически представляли собой грабены. Эти грабены несомненно, а сопряженные с ними межгорные впадины вполне возможно следует рассматривать как результат отраженной активизации эпикаледонских платформенных структур, синхронной с орогеническими процессами в смежных герцинских геосинклиналях. В связи с формированием и развитием наложенных впадин и синхронных им трюгов интенсивно проявилась вулканическая деятельность и возникли интрузивы кислых, основных и щелочных пород, в прогибах пространственно тесно связанные с комагматичными им эффузивами.

Каледонский тектоно-магматический цикл характеризуется интенсивными проявлениями магматической деятельности, как непосредственно в области каледонид, так и в зонах палеозойской активизации сопредельных с каледонидами байкалыды Восточного Саяна и Восточно-Саянского краевого поднятия Сибирской платформы. Однако, как отмечалось, редкометаллоносны лишь магматические породы этапов активизации. Это породы верхнепалеозойского и верхнепалеозойско-мезозойского возраста. В пределах рассматриваемых регионов они объединяются исследователями в единую вулкано-плутоническую формацию [Гордиенко И. В., 1969; и др.], представленную вулканидами и субвулканическими породами межгорных наложенных впадин

и шовных прогибов и синхронными им или чуть более поздними интрузивными образованиями.

Пространственное распространение вулканитов ограничивается практически только межгорными и шовными прогибами. Субвулканические интрузивы встречены пока лишь в межгорных впадинах (Южной и Северной Минусинских, Рыбинской и др.), реже в их бортах и не обнаружены среди вулканитов шовных прогибов. К субвулканическим породам относятся габбро-нориты булкинского, габбро-сиениты лутагского, торгалыкского, монзониты и сиениты борсукского, щелочные габбро, щелочные и нефелиновые сиениты горячегогорского и кияшалтырского, нефелиновые и щелочные сиениты сайбарского и нижеулутайского комплексов. Все они располагаются преимущественно среди полей вулканитов.

Пространственное размещение, формы и внутреннее строение массивов интрузивных пород формации различно для области каледонид и для байкалид. В первом случае это относительно крупные массивы, имеющие форму штоков, лополито- и лакколитообразных, реже типично трещинных тел и плитообразных интрузивов. В области же байкалид массивы палеозойских гранитоидов в общем более ограничены в размерах; среди них преобладают тела пластообразной и штокообразной формы. Массивы менее отчетливо раздифференцированы, причем гранитоиды ранней — I фазы развиты незначительно или отсутствуют, а для гранитов остальных двух фаз характерно наличие самостоятельных, нередко пространственно разобщенных интрузивов. В пределах каледонид массивы интрузивных пород формации тяготеют преимущественно к окраинам межгорных впадин, бортам и участкам замыкания шовных прогибов, в меньшей степени — к внутренним частям последних.

При этом возраст и состав вулканитов и сопутствующих им интрузивов от впадины к впадине несколько изменяются. Так, в Рыбинской впадине силур-девонские и ниже-среднедевонские вулканиты представлены трахиандезитами и липаритами, а синхронные эффузивам интрузии слагаются граносиенитами и гранитами. В Минусинских котловинах присутствуют ниже-среднедевонские трахибазальты, трахиандезиты, трахилипариты, ортофиры, нефелинсодержащие вулканиты, а в бортах их прослеживаются кроме гранитных и граносиенитовых интрузивы габбро-сиенитов, нефелиновых и щелочных сиенитов, щелочных гранитов. Во впадине, наложенной на остаточный Центрально-Тувинский прогиб, наблюдаются средне-верхнедевонские преимущественно кислые и средние нормальной щелочности, очень редко щелочные вулканиты, субвулканические габбро-сиениты торгалыкского комплекса, а в бортах прогиба — относительно крупные интрузивы лейкократовых гранитов.

Таким образом, основность пород и их возраст уменьшаются с севера на юг от Рыбинской впадины к впадине, наложенной на

Центрально-Тувинский остаточный прогиб, а наибольшей щелочностью характеризуются породы формации, развитые в Минусинских котловинах и их окрестностях.

В области байкалид Восточного Саяна интрузивные породы формации тяготеют к шовным прогибам этапа верхнепалеозойской тектоно-магматической активизации (Колбинско-Удинскому, Урда-Окинскому), прослеживаясь как внутри этих прогибов и их бортах, так и в зонах разломов, ограничивающих эти прогибы и продолжающихся после их выклинивания. Кроме того, они наблюдаются также и в зонах разломов, активизированных в верхнем палеозое, но вдоль которых в этот этап активизации грабены не формировались. Например, в зоне Восточно-Саянского (Дербинского) разлома, особенно в местах его сопряжения с субширотными, отходящими от него к западу разломами (интрузивы Ак-Сугского района и др.).

Своеобразна по характеру тектонического положения полоса развития интрузивных пород формации, протягивающаяся приблизительно в меридиональном северо-северо-восточном направлении от верховьев р. Каа-Хем (в срединном массиве каледонид Сангилен) через верховья р. Хамсары в бассейн среднего течения р. Уды. Полоса сечет вкрест простираения все каледонские и байкальские структуры Восточного Саяна и Тувинского нагорья вплоть до зоны Главного Саянского разлома и даже несколько севернее (палеозойские гранитоиды в районе Монкресс-Хайломинской структуры). В ее пределах породы формации представлены главным образом щелочными разностями (нефелиновыми и щелочными сиенитами, уртитам и др.) и образуют относительно небольшие массивы, располагающиеся на пересечении региональных субширотных и северо-западных разрывов субмеридиональными. Эта полоса, видимо, фиксирует собой какую-то глобальную глубинную ослабленную структуру. Отсутствие геофизических работ на ее территории не позволяет утверждать существование такой структуры более определенно. Косвенным доказательством ее наличия служит нахождение на северном фланге, на границе с Сибирской платформой, так называемой Монкресс-Хайломинской структуры, под которой эта граница — запад-северо-западный Главный Саянский разлом — в плане смещена к северу на 20—15 км, причем ступень смещения фиксируется геофизически [Замараев С. М., 1967]. На восточном борту этой ступени каледониды, видимо, надвинуты на байкалиды, что и обусловило своеобразие Монкресс-Хайломинской кольцевой структуры.

В кайнозое многие районы байкалид и ранних каледонид вновь испытали тектоно-магматическую активизацию, вероятно, в связи с формированием кайнозойской Байкальской рифтовой системы. Отдельные грабены этой системы (долины р. Иркут, оз. Косогол, долины р. Бус и др.) образовались в пределах сводовых поднятий восточного склона Восточного Саяна и Восточ-

ной Тувы — Прикосоголья. Вероятно, к периферическим частям этой системы можно отнести грабены долины р. Каа-Хем, Тоджинской и Тора-Хемской котловин и более мелкие грабены Восточной Тувы. Активизация сопровождалась внедрением платобазальтов, наиболее крупные поля развития которых располагаются в пределах меридиональной полосы, наследующей полосу развития верхнепалеозойских щелочных и нефелиновых сиенитов, монцонитов и верхнепалеозойско-мезозойских щелочных гранитов.

Интрузивные породы формации в разных районах выделяются исследователями как различные интрузивные комплексы. Так, в зонах поздней стабилизации каледонид (Западно-Саянский синклиниорий и Центрально-Тувинский остаточный прогиб) формация представлена породами джойского, буйбинского (Западный Саян), сют-хольского (Северо-Восточная и Юго-Восточная Тува) комплексов; в Джебашском, Восточно-Тувинском антиклинориях, в Кизир-Казырском синклиниории и в других структурах ранней стабилизации байкалид породы формации обособляются в бреньский, буюдзульский, ирбинский комплексы, а в активизированных структурах байкалид Восточного Саяна — в трехфазный огнитский комплекс. При этом в каледонидах западного склона Восточного Саяна и сопредельных с ним регионах щелочные редкометальные граниты формации большинство исследователей обособляют в самостоятельный, наиболее молодой (сейбинский, сайбарский) интрузивный комплекс, а в пределах байкалид Восточного Саяна и в Северо-Восточной Туве такие граниты до сих пор не выделялись из состава в первом случае огнитского, а во втором сют-хольского комплексов и считались образованиями их заключительных фаз; лишь в последнее время в Восточном Саяне они стали объединяться в самостоятельный хайломинский комплекс.

Абсолютный возраст щелочных гранитов пермский и даже триасовый (268—280 млн. лет), в то время как остальные породы рассматриваемой формации (кроме некоторых щелочных, которые, видимо, не должны к ней относиться) ниже-среднедевонские (350—400 млн. лет) [Геологическое строение СССР, 1968]. Поэтому выделение щелочных гранитов из состава пород формации, по-видимому, вполне оправдано, что подкрепляется и их металлогенией, отличной от металлогении остальных пород формации.

Как устанавливается при детальном изучении, щелочные граниты — метасоматические образования, развившиеся то по щелочным сиенитам (Арысканский массив), то по щелочноземельным гранитам (Сейбинский, Мало-Сейбинский массивы), то по щелочным рибекитовым гранитам (Хайломинский массив) и нордмаркитам (район Ботогольского массива).

По химико-петрографическому составу, характеру аксессуарной редкометальной минерализации, структурному положению и

другим особенностям щелочные граниты хайломинского комплекса близки к щелочным гранитам Казахстана, плато Джос и других районов их развития. Это рибекитовые, рибекит-арфведсонитовые, рибекит-биотитовые аляскитовые граниты, содержащие в числе акцессорных минералов колумбит, пироксломикролит, малакон, монацит, ксенотим, алюмонатриевые фториды, не всегда касситерит и др. В надинтрузивных зонах массивов таких гранитов нередко наблюдается акцессорная бериллиевая минерализация, представленная бериллом (аквамарином), фенакитом, берtrandитом, редко эвклазом и другими бериллиевыми минералами. Минерализация имеет пневматолито-гидротермальный и гидротермальный характер и трещинно-жильную форму проявления. Главные жильные минералы: полевые шпаты, кварц и флюорит.

Щелочные граниты часто залегают среди девонских гранитоидов вдоль ослабленных зон в последних (разрывов, контактов с вмещающими породами и т. п.).

Палеозойские щелочные и нефелиновые сиениты байкалид и ранних каледонид Алтае-Саянской горной области по абсолютному возрасту расчленяются на две группы: девонские (370—400 млн. лет) и пермо-триасовые (268—290 млн. лет) [Яшина Р. М., Борисевич И. В., 1966; и др.] и, вероятно, как и хайломинские щелочные граниты, образуют самостоятельный сангиленский интрузивный комплекс. Кроме щелочных и нефелиновых сиенитов, среди пород этого комплекса в срединном массиве Сангилен известны также ийолиты, уртиты и мельтейгиты [Кононова В. А., 1962 г.], а в Восточной Туве — субщелочные сиениты, сиенит-диориты. Редкометальная акцессорная минерализация концентрируется в связанных со щелочными и нефелиновыми сиенитами пегматитах и альбититах [Кудрич В. С., 1962].

Пространственное размещение щелочных гранитов хайломинского и щелочных и нефелиновых сиенитов сангиленского комплексов контролируется планетарными глубинными разломами (Главным Саянским, Восточно-Саянским и др.), реже региональными глубинными разломами меньшей протяженности (Хойто-Окинским и др.), активизированными в верхнем палеозое — мезозое. Аналогичные по химико-минеральному составу и возрасту, а также по другим признакам щелочные граниты, граносиениты, сиениты известны в Горном Алтае; их формирование — результат тектоно-магматической активизации, синхронной с орогеническими поствизейскими движениями в сопредельной Зайсанской герцинской системе, где им сопутствует барит-флюоритовая минерализация. Другой район распространения аналогичных хайломинскому и сангиленскому комплексам пород — Минусинские котловины и их обрамление (горячегорский и сайбарский комплексы).

Поля редкометальных гранитных пегматитов в Алтае-Саянской складчатой области известны в пределах одного из докем-

брийских срединных массивов каледонид. Редкометалльные пегматиты локализованы в нем в шовном прогибе — трогe, залoженном вдоль глубинного разлома, секущего срединный массив. Прогиб выполнен рифейскими или даже кембрийскими (точный возраст не установлен) тонкослоистыми известняками с примесью терригенного материала, смятыми в простые антиклинальные и синклинальные складки. Пегматиты приурочены к различным трещинам, секущим под острыми углами слоистость известняков. Возраст пегматитов и предположительно материнских для них гранитов нижнепалеозойский (430—450 млн. лет) [Поля редкометалльных..., 1976]. Их возникновение несомненно обязано явлениям тектоно-магматической нижнепалеозойской — каледонской — активизации, синхронным с тектоническими движениями в окружающей срединный массив каледонской геосинклинали.

Гидротермальные редкометалльные месторождения Алтае-Саянской области представлены редкоземельным месторождением, приуроченным к области ранней стабилизации каледонид.

Район месторождения — это сложенный нижнепалеозойскими (кембрием и силуром) отложениями горст-антиклинорий, располагающийся на краю межгорной грабен-котловины, выполненной угленосными терригенными отложениями юры и унаследованной от позднепалеозойского остаточного геосинклинального прогиба. Породы, материнские для руд месторождения, — граносиениты предположительно девонского возраста, слагающие мелкие штоки и прорванные дайками спессартитов и диабазов. Граносиениты интенсивно грейзенизированы. Оруденение наложено как на грейзенизированные граносиениты, так и на вмещающие их осадочные породы.

Южнее в той же меридиональной зоне разрывов располагается группа железорудных месторождений с аксессуарной редкоземельной минерализацией (бастнезит, синхизит, монацит), в составе руд которых выделяются существенно анкеритовые, сидеритовые, гематитовые, лимонитовые и магнетитовые разности. В северном окончании рудоконтролирующей зоны имеются мелкие редкоземельные рудопроявления, генетически связанные с сиенит-порфирами: редкоземельная минерализация приурочена к дайкам сиенит-порфиров, вулканическим брекчиям, туфам [Хомяков А. П., Семенов Е. П., 1971; и др.].

**Байкальская область.** На площади той части Байкальской горной области, которая, согласно Ю. А. Косыгину и др. [Основные структурные элементы..., 1962], относится к складчатому обрамлению Сибирской платформы<sup>1</sup>, т. е. располагается южнее Байкальской ослабленной зоны разрывов, потенциально редкометалльно рудоносные магматические комплексы представлены

<sup>1</sup> Щелочные породы северной части этой области охарактеризованы в разделе о размещении их на Сибирской платформе, поскольку в вопросе о границе Сибирской платформы автор разделяет позицию Ю. А. Косыгина.

несколькими весьма незначительными по размерам массивами палеозойских, мезозойских и кайнозойских щелочных и нефелиновых сиенитов и ультраосновных-щелочных пород.

Щелочные породы этих массивов были изучены Г. В. Андреевым, А. О. Шарошкиным, Б. А. Литвиновским [1969], Г. В. Смирновым [1963 г.], А. А. Коневым [1962, 1964], А. Ф. Грачевым [1977] и другими исследователями. На территории рассматриваемой области ими изучено около 20 массивов нефелиновых и щелочных сиенитов и ультраосновных-щелочных пород (Ангиджанский, Окуневский, Ципинский, Сайженский и др.).

Массивы нефелиновых и щелочных сиенитов сложены разнообразными нефелиновыми сиенитами, щелочными сиенитами, шонкинитами, эссекситами, сиенит-диоритами, монцонитами, святоноситами и пространственно тесно связаны с синхронными им гранитоидами. Массивы ультраосновных-щелочных пород представлены перидотитами, габбро, урритами, ийолитами, мельтейгитами, якупирагитами, нефелиновыми сиенитами, карбонатитами (?), ювитами [Конев А. А., 1962]. Геологический возраст пород, исключая щелочные кайнозойские базальтоиды, точно не установлен, поскольку слагаемые ими массивы располагаются среди докембрийских и (или) кембрийских образований, прорывая их. По абсолютному же возрасту рассматриваемые породы разбиваются на три группы: нижнепалеозойские (Комский, Окуневский, Западный и Восточный Бамбуйские, Тучинский, Зимовьечинский массивы), верхнепалеозойско-мезозойские (ультраосновные-щелочные породы сайженского комплекса) и кайнозойские (щелочные базальты Витимского плоскогорья). Нижнепалеозойские щелочные породы пространственно тесно связаны с гранитоидами витимканского нижнепалеозойского комплекса, кайнозойские — с базальтами Витимского плоскогорья.

Пространственное размещение щелочных пород контролируется региональной зоной разломов северо-восточного простирания, отделяющей байкалиды Байкальской горной области от южнее расположенных каледонид. Массивы щелочных пород располагаются на пересечении разрывов этой зоны поперечными разрывами второго порядка.

Эта зона древнего — докембрийского — заложения впоследствии неоднократно активизировалась. В частности, в нижнем палеозое на ней, видимо, существовали узкие шовные депрессии (депрессия), выполненные нижнекембрийскими известняками (район Бамбуйских щелочных массивов); в верхнем палеозое (в конце девона — начале карбона) грабенообразование возобновилось. В этот период узкая зона активизации (шириной до 40 км) фиксировалась серией субпараллельных разломов северо-восточного простирания [Андреев Г. В. и др., 1969], очевидно разграничивающих горсты и грабены. В грабенах накапливались мезозойские вулканогенные образования и по крайней мере некоторые из них, по-видимому, унаследовали нижнепалеозойские

депрессии, о чем свидетельствует факт пространственного совмещения нижнепалеозойских и мезозойских образований в отдельных участках рассматриваемой зоны, в частности на участке распространения массивов щелочных пород сайженского комплекса. Наконец, в кайнозое вдоль этой зоны был заложен один из крупных грабенов кайнозойской Байкальской рифтовой системы.

**Забайкалье.** Представляет собой своеобразный эталон теории существования тектоно-магматических этапов активизации в истории развития Земли [Щеглов А. Д., 1968; и др.]: не только все потенциально редкометалльные комплексы, но и вообще все основные эндогенные рудные месторождения этого региона обязаны возникновением процессам его мезозойской активизации.

На территории Забайкалья сопрягаются, как известно, несколько разновозрастных складчатых систем Урало-Монгольского пояса: Алтае-Саянская в виде Джидинской и Уда-Курбинской раннепалеозойских геосинклинальных зон, разделенных протерозойским Хамар-Дабанским блоком; западная часть раннепалеозойской Селенгино-Яблоновой складчатой области с впаиным в нее отторженцем Сибирской платформы — архейской Становой областью, переработанной протерозойской складчатостью; северо-западная часть Монголо-Охотского складчатого пояса герцинид (рис. 36) [Щеглов А. Д., 1968].

Одни исследователи [Геологическое строение СССР, 1968] считают, что в пределах Монголо-Охотского пояса геосинклинальное развитие, правда, в редуцированном виде, продолжалось и в мезозое; другие относят структуры, возникшие в этот период, к структурам тектоно-магматической активизации [Нагибина М. С., 1963; Щеглов А. Д., 1968; и др.].

Потенциально редкометалльно рудоносными эндогенными породами Забайкалья являются мезозойские щелочные и нефелиновые сиениты, щелочные и субщелочные граниты и граносиениты, которые в разных его районах выделяются под разными наименованиями и в связи с которыми в отдельных случаях наблюдается акцессорная редкометалльная минерализация (как в массивах, сложенных этими породами, так и в связанных с такими массивами гидротермальных и пневматолито-гидротермальных образованиях). Это породы малокуналейского комплекса Юго-Западного Забайкалья: амананского комплекса Северо-Восточного Забайкалья, кукульбейские, цаган-олуевские гранитоиды в шерловогорские кварцевые порфиры Восточного Забайкалья.

В составе малокуналейского комплекса известны щелочные и нефелиновые сиениты. Последние слагают Боргойский и Енхорский массивы в Юго-Западном Забайкалье [Андреев Г. В. и др., 1969]. Гранитоиды и щелочные породы комплекса являются интрузивным аналогом трахитов, фельзитов, трахилипаритов

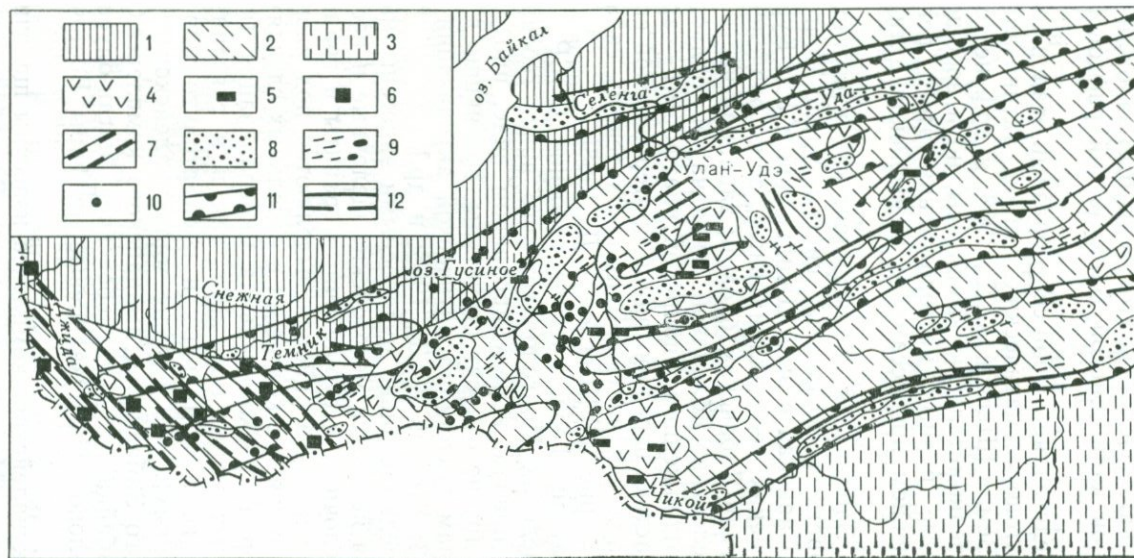


Рис. 36. Мезозойские эндогенные месторождения в зонах активизации Западного Забайкалья. По А. Д. Щеглову [1976].

Складчатые области: 1 — байкальская, 2 — каледонская, 3 — герцинская; 4 — наложенные прогибы — грабены, выполненные осадочно-вулканогенными отложениями перми, триаса, возможно, и нижней юры; 5 — молибденовые рудопроявления; 6 — вольфрамовые и молибденовые месторождения в связи с трещинными массивами гранит-порфиров; 7 — редкометалльные рудные зоны; 8 — наложенные впадины, выполненные угленосной юрой, нижним мелом; 9 — основные-щелочные породы; 10 — флюоритовые месторождения; 11 — зоны эпитермальной минерализации; 12 — разломы

цаган-хунтейской свиты. Возраст пород куналейского комплекса раннемезозойский (доверхнеюрский). Куналейский комплекс развит в пределах раннепалеозойской (каледонской) складчатой области в так называемой Хилок-Нерчинской геоантиклинальной зоне и его возникновение — результат отраженной тектономагматической активизации [Щеглов А. Д., 1968], которую испытала область каледонской складчатости в связи с герцинскими тектономагматическими процессами в смежной Монголо-Охотской складчатой области. Морфологическим выражением этой активизации являются грабены — прогибы северо-восточного простирания, выполненные позднепермскими — триасовыми, а также юрскими эффузивами (в том числе и эффузивами цаган-хунтейской свиты).

Кроме малокуналейских гранитоидов и щелочных пород к интрузивным образованиям этапа тектономагматической активизации в каледонидах Забайкалья относятся также калиевые хангильские гранитоиды, шарагольский габбровый комплекс, гранитоиды джидинского и гуджирского комплексов. Среди гранитов джидинского (в том числе бичурских гранитов, по Л. А. Козубовой) и гуджирского комплексов известны альбитизированные и алмазонитизированные граниты — апограниты — с акцессорной редкометальной минерализацией (колумбит, циркон). Возраст этих гранитов пермо-триасовый.

В мезозое (в мелу), а затем в кайнозое развитие грабенов — прогибов герцинского этапа активизации возобновлялось (мезозойский и кайнозойский этапы активизации). Развитие грабенов (и разделяющих их горстов) сопровождалось излияниями меловых щелочных базальтоидов (цежейская свита, субвулканы болозерского комплекса) и неоген-четвертичных базальтов.

Амананские граниты, как и малокуналейские, также раннемезозойские (раннеюрские, триас-юрские), а их возникновение в Становой области, к которой относится Северо-Восточное Забайкалье, тоже связывается с отраженной тектономагматической активизацией. Но в данном случае активизацию испытал переработанный протерозойской складчатостью блок фундамента Сибирской платформы (по сути своеобразный срединный массив каледонид) в связи с герцинскими тектономагматическими процессами в Монголо-Охотской складчатой области. Породы комплекса представлены граносиенитами, сиенитами, сиенит-диоритами, монцонитами и щелочными гранитами, образующими массивы, с которыми местами связаны гидротермальные жилы (с флюоритом, акцессорными бериллиевыми и другими минералами). Граносиениты и щелочные граниты массивов местами альбитизированы и содержат акцессорную тантал-ниобиевую минерализацию (пирохлор, колумбит, фергусонит, касситерит, вольфрамит и др.). Массивы амананских гранитов располагаются в узлах пересечения северо-восточ-

ных разломов (ограничивающих крупные мезозойские грабены или продолжающих их по простиранию) поперечными северо-западными разломами. В грабенах наблюдаются мезозойские эффузивы трахидацит-липаритового, андезитового, трахилипаритового, трахиандезитового состава, а также субвулканические тела гранит- и гранодиорит-порфиров. Как и в каледонидах Забайкалья, грабены были омоложены в кайнозое, поэтому большинство их в настоящее время выражено в рельефе.

Отметим, что на остальной территории Становой области, протягивающейся из Забайкалья в широтном направлении почти до побережья Тихого океана, потенциально редкометалльные интрузивные образования до последнего времени были неизвестны. Но сейчас там обнаружены (пока только в одном районе) альбитизированные щелочные граниты типа амананских, содержащие убогую аксессуарную тантал-ниобиевую минерализацию (устное сообщение М. Д. Скурского).

Размещение потенциально редкометалльных интрузивных магматических комплексов в той части Забайкалья, которая относится к Монголо-Охотскому складчатому поясу, рассмотрим для всей территории этого пояса совместно, включив в данный раздел еще и мезозойскую Сихотэ-Алинскую складчатую область.

**Монголо-Охотский пояс и Сихотэ-Алинская область.** Монголо-Охотский пояс и Сихотэ-Алинская область относятся к регионам, консолидировавшимся в мезозое, но Монголо-Охотский пояс по современным представлениям [Щеглов А. Д., 1968; и др.] — это пояс герцинской складчатости, активизированный мезозойскими движениями, а Сихотэ-Алинская область — область собственно мезозойской складчатости [Геологическое строение СССР, 1968; Щеглов А. Д., 1968; и др.]. Монголо-Охотский пояс включает Восточное Забайкалье и Приохотье, Сихотэ-Алинская область — систему хр. Сихотэ-Алинь и Приамурье.

На территории пояса и области прослеживаются: Ханкайский, Буреинский и другие срединные массивы; области палеозойской складчатости, переработанные мезозойскими движениями (Агинская плита, Тукурингрский, Буреинский, Шантарский горсты — антиклинории и другие структуры); области собственно мезозойской складчатости (Сихотэ-Алинь, Нижне-Амурский и Ононо-Газимурский синклинории), структуры мезозойской и кайнозойской активизации — межгорные мезозойские и наложенные мезо-кайнозойские прогибы.

Структуры рассматриваемого региона были заложены на архейско-протерозойском раздробленном основании. Мезозойская геосинклиналь Монголо-Охотского пояса развилась в осевой части герцинского пояса, представлявшего к началу мезозоя область завершенной складчатости — молодую эпигерцинскую платформу. Эта область включала жесткие блоки (срединные массивы) архейской, рифейской, каледонской консолидации.

Жесткие блоки обособились в качестве геоантиклинальных поднятий еще в палеозое, а возможно, и в рифее. Мезозойская геосинклиналь была редуцированной, только в ее пределах и проявилась мезозойская геосинклинальная складчатость.

Остальная территория пояса в конце триаса — начале юры была рассечена разрывами (новыми или омоложенными), вдоль которых заложилась узкие прогибы, разделенные горстами. В прогибах накапливались триасовые карбонатно-вулканогенные и юрские терригенные и терригенно-вулканогенные образования, их мощность более 6 км. В горстах же в течение всего мезозоя накопилось всего 2—3 км терригенных отложений, лежащих полого, в то время как в грабенах мезозойские толщи смяты в простые линейные, брахиформные и флексуорообразные складки.

Период формирования раннеюрских — триасовых прогибов многими исследователями (В. Н. Козеренко, И. Г. Рутштейн, Д. О. Георгиевский, М. А. Фаворская и др.) относится к последнему этапу геосинклинального развития Монголо-Охотского пояса. Но учитывая, что эти прогибы возникли на эпигерцинском консолидированном складчатом основании, их можно идентифицировать и как порождение процесса тектоно-магматической активизации [Щеглов А. Д., 1968; и др.]. М. С. Нагибина [1963] считает их особыми наложенными впадинами монголо-охотского типа.

Система триас-юрских впадин тянется далеко на восток, где смыкается с мезозойскими геосинклинальными прогибами Сихотэ-Алинской области, которые сходны с ними по многим признакам и, в частности, по характеру развития: это не обычные геосинклинальные, а сильно редуцированные прогибы.

Средне-верхнеюрский, позднеюрско-раннемеловой и неогеновый этапы развития рассматриваемого региона уже все исследователи считают теперь этапами тектоно-магматической активизации.

Средне-верхнеюрский этап характеризуется образованием новых наложенных прогибов и подновлением старых на фоне общего сводового поднятия региона. Прогибы заполняются вулканогенно-терригенными моласоидными толщами. Активизация начинается до завершения развития позднегеосинклинальных прогибов (Ононо-Газимурского), поэтому период тектонического покоя, обычно предшествующий активизации, в данном случае отсутствует, но в блоках ранней консолидации пояса он достаточно длителен и, например, в Чикойско-Ингодинской зоне составляет уже десятки миллионов лет. В позднеюрско-раннемеловое время была заложена новая система впадин-грабенов, выполненных породами вулканогенно-терригенной и угленосной формаций, формирование которых обязано явлениям тектоно-магматической активизации [Щеглов А. Д., 1968].

Грабены и горсты пояса, а также его срединные массивы и блоки ранней палеозойской консолидации ограничиваются глу-

бинными разломами. Наиболее крупная Монголо-Охотская зона разломов отделяет рассматриваемый пояс от байкалид Байкальской складчатой области, структур Становика и герцинид Западного Забайкалья. Вдоль этой зоны заложены узкие шовные прогибы, выполненные терригенно-вулканогенными породами пермского, триасового, юрского, нижнемелового, а в отдельных прогибах и кайнозойского возраста. Толщи, выполняющие прогибы, дислоцированы, местами с образованием моноклинально-чешуйчатых структур.

К востоку от Восточного Забайкалья располагается Бурейский срединный массив, который многие исследователи считают северным выступом Китайской платформы (Л. И. Красный, С. А. Музылев и др.), переработанным герцинской складчатостью. В герцинский этап орогенеза он представлял собой геосинклинальное поднятие, включающее кроме собственно Бурейского Ханкайский, Вандашаньский и другие срединные массивы. Герцинская складчатость «обтекала» этот выступ, а мезозойская, закончившая геосинклинальное развитие данной территории, проявилась лишь в узких редуцированных прогибах.

В Сихотэ-Алинской области мезозойское геосинклинальное развитие происходило более полно с образованием всех типов геосинклинальных формаций, с энергичной геосинклинальной складчатостью в досенонское время. В платформенную стадию развития в позднем мелу и кайнозое в этой области происходили интенсивные процессы тектоно-магматической активизации. В результате ожило большинство структурных швов — глубинных разломов, произошло формирование наложенных впадин, в которых отложились маломощные угленосные и эффузивные формации, и образование кайнозойского вулканического пояса Сихотэ-Алия, отделившего мезозойды Дальнего Востока от кайнозойского Тихоокеанского подвижного пояса.

Восточное Забайкалье и вообще весь Дальний Восток СССР характеризуются чрезвычайно широким проявлением мезозойского магматизма и его резко выраженной кислотностью при практически полном отсутствии щелочных пород как ультраосновного-щелочного, так и среднего (нефелиновые и щелочные сиениты) и кислого (щелочные граниты) состава. При этом в Восточном Забайкалье особенно широко развиты юрские гранитоидные магматические комплексы, а в Приамурье и Сихотэ-Алине — юрские и меловые.

Редкометалльно рудоносные породы рассматриваемых регионов также, естественно, мезозойские. Они представлены редкометалльными пегматитами, редкометалльными апогранитами, различными грейзеновыми, жильно-грейзеновыми и гидротермальными образованиями, генетически связанными с позднеюрскими (Восточное Забайкалье) и юрскими и меловыми (Сихотэ-Алинская область) гранитоидами, которые являются также материнскими для других рудных месторождений этих

регионов: флюоритовых, оловянно-вольфрамитовых с молибденом и других месторождений пневматолито-гидротермального и гидротермального генезиса.

Характерно, что в то время как редкометалльно рудоносные гранитоиды Восточного Забайкалья — несомненно продукты коровых, палингенных магм (Д. И. Георгиевский, В. Н. Козеренко и др.), в Приморье продуктивные богатые калием гранитоиды генетически связываются с основными магматическими породами сквозных «фемических» поясов, а не с одновозрастными им и химически с ними сходными гранитами и кислыми вулканами (рудоносные граниты Вознесенского, Кавалеровского рудных узлов и др.) [Глобальные закономерности..., 1974].

Редкометалльно рудоносные гранитоиды образуют плитообразные более или менее крупные массивы трещинного типа, приуроченные к зонам региональных субширотных разрывов (пегматитоносные гранитоиды) или мелкие куполовидные и штокообразные тела, в ряде случаев являющиеся выступами — апофизами прикровельных частей более крупных массивов, пространственное размещение которых тоже контролируется зонами региональных разломов [Геологическое строение СССР, 1968; Поля редкометалльных..., 1976; и др.]. Редкометалльные гранитоиды обособляются в самостоятельные интрузивные комплексы, в разных участках рассматриваемого региона имеющие свои наименования (кукульбейский в Западном Забайкалье и др.) и несколько отличный возраст: юрский (175—180 млн. лет) и позднюрский — раннемеловой (115—140 млн. лет).

А. Д. Щеглов [1968] и другие исследователи все разнообразие эндогенного мезозойского оруденения Забайкалья, сформированного в процессе активизации, группируют в четыре главные рудные формации: 1) фтор-редкометалльную триас-нижнеюрскую раннего этапа активизации (месторождения молибдена, вольфрама, флюорита); 2) фтор-редкометалльную верхнеюрскую второго этапа активизации, представленную редкометалльными пегматитами и литий-фтористыми гранитами, высокотемпературными жильными и штокверковыми месторождениями олова, вольфрама, молибдена, флюорита, цветных камней и др. и генетически связанную с верхнеюрскими интрузиями кислых и ультракислых гранитоидов; 3) золото-молибден-полиметаллическую верхнеюрскую второго этапа активизации, связанную с субщелочной вулканогенно-интрузивной гранодиорит-гранитной магматической формацией; 4) приповерхностных низкотемпературных гидротермальных и эксгальционно-осадочных месторождений, связанных с породами верхнеюрско-меловой базальт-липаритовой магматической формации третьего этапа активизации (месторождения сидерита, флюорита, золото-сурьмяно-вольфрамо-ртутные месторождения).

В распределении эндогенного оруденения на территории Монголо-Охотского пояса и Сихотэ-Алиня всеми исследователями

устанавливается продольная зональность, для Восточного Забайкалья подмеченная впервые С. С. Смирновым, а для Сихотэ-Алиня — Е. А. Радкевич. Так, в Восточном Забайкалье, согласно Д. И. Горжевскому и В. Н. Козеренко, редкометалльные рудопроявления и месторождения располагаются в пределах Центральной Восточно-Забайкальской синклинали, Северо-Западной синклинали (оловоносные и редкометалльные редкометалльные пегматиты) и Агинского срединного массива (Шерловая гора и др.).

Необходимо отметить, что «синклинали» как синклинали сформированы в верхнем палеозое — нижней юре, а в период формирования редкометалльных гранитов (верхняя юра) представляли собой разделенные горстами грабены, т. е. структуры тектоно-магматической активизации [Щеглов А. Д., 1968; Поля редкометалльных..., 1976]. Так, например, «главный пояс редкометалльных пегматитов приурочен к крупной раннемезозойской северо-восточной грабен-синклинали, вытянутой вдоль северо-западного активизированного края обширного блокового поднятия, граничащего с севера с активным, осевым разломом складчатого пояса» [Поля редкометалльных..., 1976, с. 185]. В пределах крупных грабен-синклиналей редкометалльные месторождения размещаются в осложняющих их внутреннее строение приподнятых блоках, где приурочены обычно к узлам пересечения разнонаправленных разломов [Щеглов А. Д., 1968; Коваленко, В. И. 1972; и др.].

В Сихотэ-Алинской складчатой области Е. А. Радкевич [1977] были выделены три субмеридиональных рудных пояса: западный верхне-палеозойский, центральный мезозойский и восточный кайнозойский. Редкометалльные месторождения сосредоточены в западном поясе, где они ассоциируют с оловорудными месторождениями с турмалином или с топазом и флюоритом.

До последнего времени предполагалось, что мезозойские эндогенные рудные месторождения (в том числе редкометалльные) возникли в посторогенную стадию развития региона — стадию формирования межгорных впадин, хотя с этой точки зрения было необъяснимо явление пересечения разных структурно-фациальных зон металлогеническими поясами. В последнее время благодаря появлению нового фактического материала и переосмысливанию старого выяснилось, что размещение эндогенных рудных месторождений контролируется наложенными структурами — грабенами и горстами, возникшими в процессе поздне-мезозойской тектоно-магматической активизации, и зонами разломов, ограничивающими эти структуры и продолжающими их по простиранию [Глобальные закономерности..., 1974; Щеглов А. Д., 1968; и др.]. Так, например, одно из полей редкометалльных пегматитов располагается в горсте, сложенном породами перми, и генетически связано с пересыщенными глиноземом аляскитами мелового (114 млн. лет) возраста. Пегматиты приурочены к

тектонически ослабленной зоне разрывов в кровле этих гранитов.

Установлено также, что размещение крупных эндогенных рудных месторождений контролируется широтными линейными — широтными рудоконцентрирующими структурами, в пределах которых они располагаются в узлах пересечения таких структур продольными металлогеническими зонами, причем их рудная специализация соответствует специализации данной металлогенической зоны. Так, на пересечении Кавалерово-Дальнегорским рудным поясом «Прибрежно-Полиметаллической зоны» Е. А. Радкевич располагается Дальнегорский свинцово-цинковой рудный узел, «Восточно-Сихотэалинской оловоносной зоны» Е. А. Радкевич — Кавалеровский оловорудный узел, а «Вознесенской оловоносной зоны» — Вознесенский рудный узел и т. д.

Особенностью таких рудных поясов или рудоконтролирующих структур [Глобальные закономерности..., 1974] являются длительность и многостадийность формирования их месторождений и значительное разнообразие рудных элементов в рудных узлах (появление в них наряду с профилирующими других элементов, характерных для данной рудной провинции). Необходимо отметить, что сравнительно большая группа геологов (Е. А. Радкевич, Л. П. Зоненшайн, В. И. Коваленко и др.) вслед за С. С. Смирновым [1946] включают Восточное Забайкалье в так называемую внешнюю зону Тихоокеанского подвижного пояса, куда относят, кроме того, Северо-Восток СССР и окраинные части Юго-Восточной Азии. Внутренней зоной они именуют современный Тихоокеанский подвижной пояс. Границами внешней зоны являются контуры распространения в притихоокеанской части Азиатского континента мезозойских гранитоидов и связанных с ними рудных месторождений, которые совместно с месторождениями внутренней зоны объединяются в Тихоокеанский рудный пояс. Такое тектоническое районирование этой части Азии основывается на сходстве особенностей пространственного размещения мезозойских магматических пород (и связанных с ними рудных месторождений) в обеих зонах рудного пояса и на синхронности процессов тектоно-магматической активизации, приводящих к возникновению данных месторождений [Радкевич Е. А., 1976].

**Западно-Сибирская плита.** В пределах Западно-Сибирской эпипалеозойской плиты потенциально редкометалльно рудоносные интрузивные магматические комплексы пока неизвестны.

**Средняя Азия.** Та часть Средней Азии, которая относится к Урало-Монгольскому складчатому поясу, включает Северный и Южный Тянь-Шань. Территория, занятая Туранской плитой и складчатыми системами Памира, относится к Средиземноморскому поясу [Муратов М. В., 1975]. Однако Северный Памир как внеальпийскую складчатую систему Средней Азии удобнее

рассматривать здесь вместе с остальными внеальпийскими складчатыми системами этого региона.

Во внеальпийской части складчатых систем Средней Азии потенциально рудоносные магматические комплексы представлены нефелиновыми и щелочными сиенитами и литий-фтористыми и пегматитоносными гранитами. С нефелиновыми и щелочными сиенитами акцессорной редкометальной минерализации пока не обнаружено; литий-фтористые граниты и пегматиты в ряде случаев несут акцессорную тантал-ниобиевую и бериллиевую минерализацию.

Внеальпийская часть Средней Азии включает (рис. 37) каледониды Северного Тянь-Шаня и герциниды Центрального, Южного Тянь-Шаня и Северного Памира. Простираение каледонских и герцинских структур преимущественно субширотное.

Северный Тянь-Шань — раннекаледонская структура, которая на протяжении верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя испытала несколько этапов тектоно-магматической активизации. В структуры каледонид впаило несколько блоков докембрия. Как результат активизации на территории этого региона имеются гранитоидные герцинские интрузивы. На юго-востоке каледониды Северного Тянь-Шаня граничат с Таримским массивом. Центрально-Тяньшаньская (Чаткало-Нарынская) зона полициклического каледонского и герцинского циклов геосинклинального развития отличается чрезвычайно интенсивным гранитоидным герцинским вулканизмом, особенно широко проявленным на западе этого региона.

Южный Тянь-Шань (Фергано-Кокшаальская зона) и Северный Памир включает две эвгеосинклинальные (северную и южную) и центральную многоэосинклинальную зоны, последнюю с геоантиклинальным поднятием в осевой части. В верхнем триасе — юре на территории Средней Азии на молодой эпигерцинской и более древней эпикаледонской платформах начали формироваться крупные грабены, которые заполнялись отложениями платформенного типа. Герциниды и каледониды Средней Азии разделяются глубинными разломами, а от структур Средиземноморско-Гималайского складчатого пояса отделяются также ограниченными глубинными разломами субплатформенным Центрально-Памирским прогибом, относящимся уже к последнему поясу.

Через всю территорию Средней Азии протягиваются два сквозных линеамента: Урало-Оманский субмеридиональный и северо-северо-западный, являющийся продолжением Днепровско-Донецкого авлакогена. Урало-Оманский линеамент дешифрируется на космических снимках, местами выражен морфологически зонами относительных опусканий — грабенами и фиксируется повышенной сейсмичностью [Амурский Г. И., 1976].

В конце палеогена внеальпийская часть Средней Азии была активизирована. В результате сформировалась сводово-глыбо-

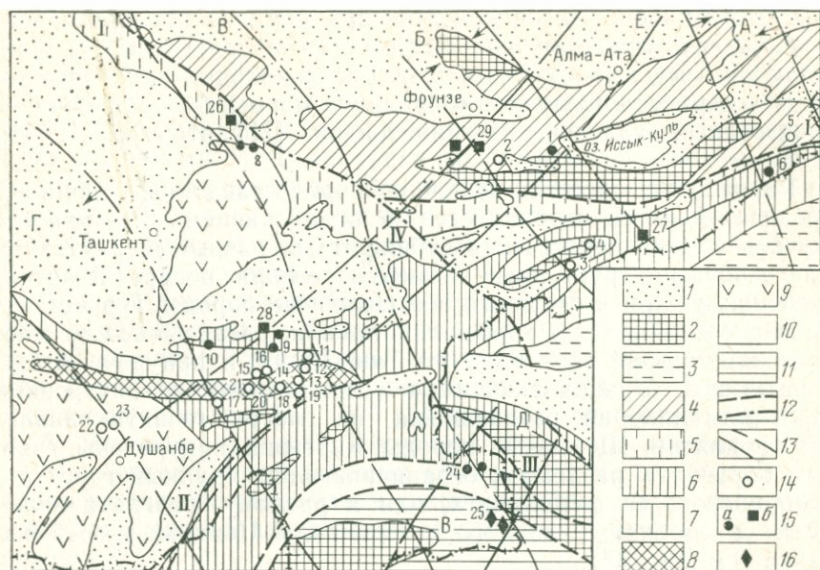


Рис. 37. Щелочные породы Средней Азии. По Н. А. Похвисневой [Щелочные провинции..., 1974].

1 — кайнозой; 2 — докембрийский фундамент; 3 — Таримский массив; 4 — каледониды Северного Тянь-Шаня; 5 — герциниды Чаткало-Нарынской зоны; 6—8 — герциниды Южного Тянь-Шаня, Северного Памира, Кунь-Луна; 9 — вулканы; 10—11 — альпиды Памира; 12 — разломы: I — Николаева, II — Северо-Памирский, III — Тяньмаский; IV — Фергано-Аласский сдвиг; 13 — линейменты: А—Б — Иссыккульские, В — Памиро-Тиманский (Урало-Оманский), Г — Даршальский, Д — Каракульский, Е — Андижанский; 14 — пермо-триасовые нефелиновые сиениты; 15 — щелочные габбро и базальты (а — пермо-триасовые, б — девонские); 16 — кайнозойские щелочные породы. Массивы щелочных пород: 1—8, 26, 27, 29 — Киргизской провинции, 9—23, 28 — Туркестано-Алайской провинции, 24, 25 — Памирской провинции

вая горная область с горстами — антиклинориями, разделенными грабенами — синклинориями, выполненными мощными (5—6 км) континентальными молассаами. Горсты разбиты на более мелкие блоки, частично надвинутые на жесткие и предгорные впадины. Формирование сводово-глыбовой области сопровождалось излияниями базальтоидов (в том числе и щелочных).

Щелочные и нефелиновые сиениты Средней Азии обособляются в Киргизскую и Туркестано-Алайскую щелочные провинции [Главнейшие провинции..., 1974]. Провинции представлены нефелиновыми и щелочными сиенитами, генетически связанными в одних случаях с гранитоидами (Суртекинский, Улунбулакский и другие массивы), а в других — с щелочно-габброндными (Кзыл-Омпула, Ирису и др.) породами, а также псевдолейцитовыми живецкими базальтами Киргизского, Уланского хребтов и Кашгарии. В отдельных массивах сиениты по ослабленным зонам альбитизированы, но в альбититах редкометаллических минералов нет [Ифантопуло Т. Н., 1975; и др.]. Абсолют-

ный возраст щелочных пород 240—280 млн. лет (Кзыл-Омпульский, Ирису, Суртекинский, Сандыкский и другие) и 324 млн. лет (Чон-Ашу, Кайчинский и др.). Более молодые щелочные породы — дериваты щелочно-габброидной магмы, более древние — производные каледонских гранитоидов [Ифантопуло Т. Н., 1975].

Размещение массивов щелочных пород каледонид и герцинид Средней Азии контролируется в подавляющем большинстве случаев узлами пересечения субширотных разрывов, разделяющих основные структурные элементы региона, поперечными нарушениями. При этом почти все щелочные породы Туркестано-Алая располагаются в грабен-синклинали, развившейся на миогеосинклинальной зоне Южного Тянь-Шаня, и приурочены там к разрывам, ограничивающим и осложняющим ее внутренний горст-антиклинорий, развившийся на месте геоантиклинального поднятия. Щелочные породы Киргизии приурочены главным образом к разломам, ограничивающим крупный горст докембрийского ее фундамента, или к разлому, разграничивающему каледониды Северного и герциниды Центрального Тянь-Шаня (см. рис. 37).

Массивы фтористых гранитов и поля редкометальных пегматитов располагаются в единых региональных герцинских структурах — в приграничных частях так называемых осевых прогибов. Последние представляют собой крупные, ограниченные региональными разломами грабены, возникшие вдоль зон региональных нарушений северо-западного субширотного простирания и выполненные пермо-триасовыми терригенными, карбонатно-терригенными, вулканогенно-терригенными отложениями. Грабены унаследовали синклинали герцинид. Редкометальные граниты и пегматиты тяготеют к разломам, ограничивающим грабены и осложняющим разделяющие их горстовые поднятия. Возраст этих гранитов юрский до мелового [Поля редкометальных..., 1976].

**Монгольская Народная Республика и Синьцзян (Китай).** На территории Монгольской Народной Республики и Синьцзяна (Китай), куда продолжают герцинские и каледонские структуры Алтая, Тувы, Восточного Саяна и Забайкалья, редкометальные месторождения представлены пегматитовым, щелочно-гранитным, апогранитным фтористым, жильно-грейзеновым, грейзеновым и гидротермальным типами. На площади МНР известны также сравнительно многочисленные массивы щелочных и нефелиновых сиенитов, но в связи с этими массивами скольконибудь значительная редкометальная минерализация пока неизвестна.

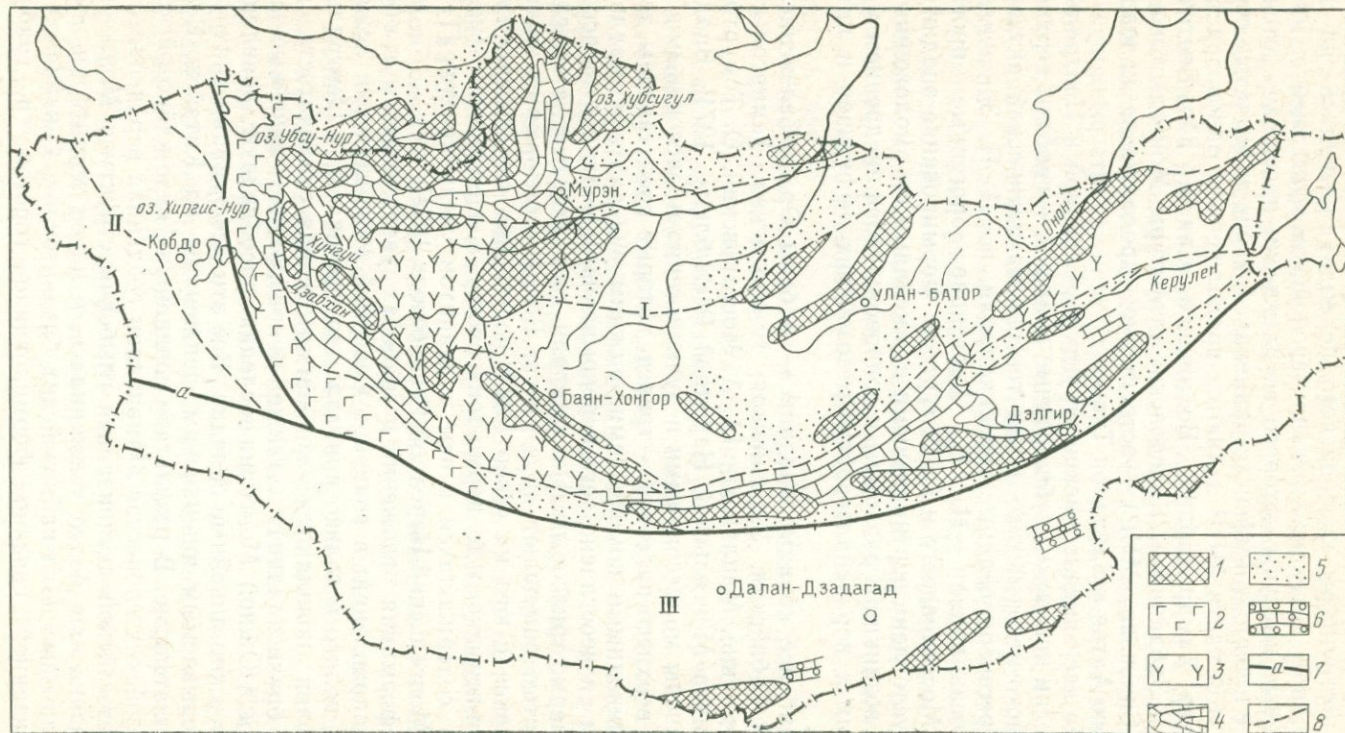
Большая часть территории Монголии (Северная и Центральная) принадлежит к раннекаледонским и каледонским складчатым сооружениям, а меньшая (Южная) — это герцинская структура, Южно-Монгольский складчатый пояс (рис. 38) [Геологиче-

ская карта МНР, 1972]. Первая (за исключением крайнего запада — структуры каледонского периода) развилась на раздробленном архейско-нижнепротерозойском фундаменте, многочисленные выступы которого спорадически прослеживаются на всей ее площади. Рифейско-раннекаледонские складчатые структуры этой части МНР являются продолжением разновозрастных структур Хамар-Дабана, Восточного Саяна, Юго-Восточной Тувы и Забайкалья. Каледонские структуры Монгольского Алтая (Синьцзян, МНР) — естественное продолжение каледонид Горного Алтая и Западной Тувы.

На все эпикаледонские структуры Северной и Центральной Монголии наложены субширотные впадины — грабены верхнепалеозойско-мезозойского этапа тектоно-магматической активизации (регенерированные геосинклинали, по Л. П. Зоненшайну; миогеосинклинали Н. Б. Дергунова, орогенные прогибы А. А. Моссаковского и О. Томуртоо). Формирование впадин было обусловлено вертикальными движениями по омоложенным и вновь возникшим разломам и сопровождалось внедрением мезозойских и верхнепалеозойско-мезозойских эффузивов и интрузивов.

Наиболее крупные впадины — грабены Орхон-Селенгинская, Северо-Гобийская, Ульдзинская, Ноянсомская, Тамиргольская, Джинсетские, Манлайские [А. А. Моссаковский, О. Томуртоо — Тектоника Монгольской Народной Республики, 1974]. Впадины выполнены молассоидными и вулканогенно-молассоидными толщами верхнего палеозоя — триаса, которые представлены двумя формационными комплексами: нижним вулканогенно-молассоидным и несогласно его перекрывающим верхним молассоидным пермо-триасовым. По латерали они местами, а иногда и полностью замещают друг друга. Возраст отложений нижнего комплекса с юга на север МНР постепенно омолаживается от карбон-пермского до пермо-триасового, а щелочность (калевность) содержащихся в нем вулканитов увеличивается [Тектоника Монгольской Народной Республики, 1974].

Деформация отложений в грабенах увеличивается в обратном направлении: в грабенах Северной Монголии они лежат в целом полого и только приразломно складчатые; в Центральной Монголии появляются уже магматогенная складчатость (купола, брахискладки), а также приразломные линейные зоны смятия; в Южной Монголии последние преобладают, появляются также узкие линейные складки. Все эти деформации синхронны так называемым яньшанским движениям на Китайско-Корейской платформе. В результате позднейших мезо-кайнозойских и кайнозойских процессов активизации созданная верхнепалеозойско-мезозойской активизацией глыбовая структура Монголии и Синьцзяна еще более усложнилась, и на ее территории появились лавовые поля кайнозойских базальтоидов. С кайнозойской активизацией связано формирование горстов и грабенов



Байкальской рифтовой системы (грабены оз. Косогол, долины р. Бус и другие разделяющие такие грабены горстовые поднятия).

Редкометалльные пегматиты, фтористые и щелочные граниты, жильные и жильно-грейзеновые редкометалльно минерализованные образования МНР располагаются главным образом в Центральной Монголии; возраст их нижнемезозойский, в отдельных случаях пермский [Редкометалльные гранитоиды..., 1971]. Таким образом, их формирование связано с позднепалеозойско-мезозойским этапом тектоно-магматической активизации каледонид региона. Такие же грабены-впадины наложены и на герциниды Монголии, но там они меньше.

Кроме того, редкометалльные пегматиты и щелочные граниты известны в Западной Монголии и прилегающей части Синьцзяна, щелочные и литий-фтористые граниты — в Южной, а щелочные граниты — в Северной Монголии.

В Центральной Монголии редкометалльные пегматиты, фтористые и щелочные граниты и жильно-грейзеновые образования располагаются в пределах крупной структуры верхнепалеозойско-мезозойской активизации — на площади так называемой Хангай-Хэнтэйской структурно-формационной зоны, выделенной Р. А. Хасиным и Ю. А. Борзаковским. Зона характеризуется наличием структур верхнепалеозойско-мезозойской активизации — системы грабенов-впадин, выполненных верхнепалеозойско-триасовыми отложениями. В пределах зоны широко проявлен гранитоидный магматизм этой эпохи активизации. Верхнепалеозойско-мезозойские гранитоиды зоны расчленяются на два формационных типа: пегматитоносные, биотитовые, а также и двуслюдяные граниты и лейкократовые мусковитовые граниты, а также литий-фтористые апограниты, с которыми связаны жильные и грейзеновые касситерит-вольфрамитовые месторождения и рудопроявления и хрусталеносные камерные пегматиты (рис. 39).

Наиболее крупные массивы пегматитоносных гранитов — Эгиндабинский, Верхнекеруленский, Быркинский. С ними связаны Быркинское, Верхнекеруленское, Мандалское, Баян-Дэлгерское поля редкометалльных пегматитов, которые были обнаружены и изучены Л. Н. Россовским и И. И. Матросовым [1970]. Поля редкометалльных пегматитов располагаются в останцах кровли массивов и боковых экзоконтактах этих массивов, на расстоянии от них 1—3 км.

Рис. 38. Структурная схема Монголии. По Н. С. Зайцеву [Геологическая карта..., 1972].

I — ранние каледониды, II — каледониды, III — герциниды. 1 — протерозойские срединные массивы; 2—6 — структурно-формационные зоны; 2 — раннекаледонские преимущественно андезит-базальтовые, 3 — раннекаледонские преимущественно липарит-дацит-андезитовые, 4 — раннекаледонские преимущественно карбонатные, 5 — терригено-карбонатно-вулканогенные, 6 — верхнерифейские и нижнекембрийские карбонатно-терригеновые; 7 — главнейшие разломы; 8 — границы структурно-формационных зон

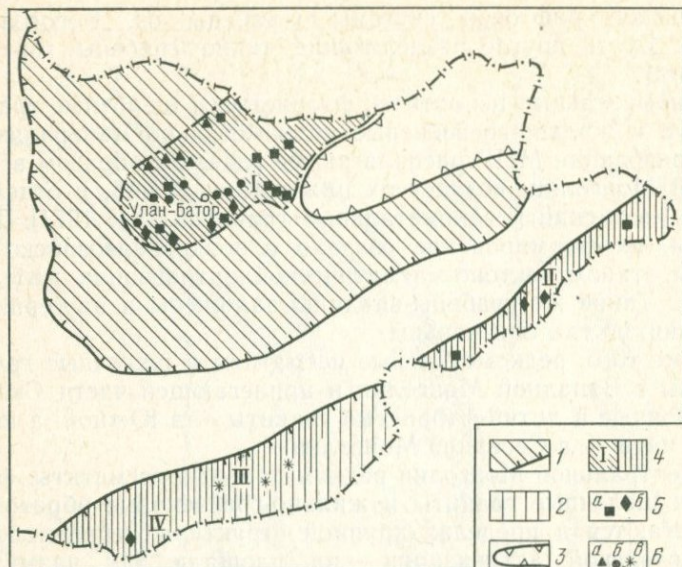


Рис. 39. Металлогения раннего мезозоя Монголии. По В. Н. Коваленко и др. [1975].

1 — Северо-Восточный ареал магматизма; 2 — Южно-Монгольский ареал магматизма; 3 — амагматичная область в Северо-Восточном ареале; 4 — рудные районы: I — Хентейский, II — Нукут-Дабано-Халкингольский, III — Южнообийский, IV — Хара-Моритинский; 5 — месторождения и рудопроявления в связи со стандартными (а) и литий-фтористыми (б) гранитами; 6 — месторождения и рудопроявления в связи с гранодиорит-гранитными (а) и щелочными (б, в) гранитоидными комплексами

Кроме редкометальных в связи с этими гранитами известны также керамические и щерл-мусковитовые пегматиты. Редкометальные пегматиты представлены альбитовыми, сподумен-альбитовыми, лепидолит-альбитовыми разновидностями. Полоса пегматитов протягивается из Центральной Монголии в Забайкалье, где в ее пределах тоже известны поля редкометальных пегматитов. К этой же зоне приурочены и массивы мезозойских щелочных арфведсонит-рибекитовых и катафоритовых гранитов, в ряде случаев содержащих акцессорную тантал-ниобий-циркониевую и редкоземельную минерализацию (Дашибалбарский, Баян-Уланский, Шарахатдинский и другие массивы). Большинство массивов имеют межформационный характер, располагаясь между днищами прогибов и выполняющими их толщами с многочисленными последними силами-апофизами в этих толщах (Дашибалбарский, Баян-Уланский массивы), субвулканический облик и относительно крупные (сотни — тысячи и более квадратных километров) размеры. В ряде случаев удается установить их приуроченность к узлам пересечения разрывов, осложняющих верхне-палеозойско-мезозойские грабены или их ограничивающих.

В Южной Монголии щелочные граниты слагают крупный (более 1000 км<sup>2</sup>), относительно хорошо изученный [Коваленко В. Н. и др., 1971; Редкометалльные гранитоиды..., 1971; и др.] лакколит, в плане несколько вытянутый в субширотном направлении, к югу уплощенный, мощностью 2,5—7 км. Он только-только вскрыт, но еще сколько-нибудь заметно не разрушен эрозией. Внутреннее его строение зонально-кольцевое. Он сложен арфвэдсонит-эгириновыми гранитами, граносиенитами с ксенолитами вмещающих пород, со шлирами, силлами и дайками пегматитов, грорудитов, экеритов, роккалитов, полустекловатых пантеллеритов. С жильными породами массива связана редкометалльная минерализация, представленная армстронгитом, титано-цирконо-силикатами, ниобо-силикатами и др. группами редкометалльных минералов.

В послемагматический этап становления интрузива имели место окварцевание его гранитов и пегматитов и образование кварцево-жильных и грейзеновых тел и карбонатно-кварцевых гидротермальных жил.

Массив располагается внутри отрицательной морфоструктуры, возникшей в процессе верхнепалеозойско-мезозойской тектоно-магматической активизации: внутри крупной (до 40 км диаметром) плоской мульды, выполненной пермокарбонowymi и, может быть, триасовыми терригенно-эффузивными образованиями, на днище этой структуры, представленном эпигерцинским складчатым донижнекарбонowymi фундаментом. Среди эффузивных пород отмечаются базальты, андезит-базальты, андезиты, липариты, трахиты, комендиты, которые прорываются субвулканическими телами щелочных гранит-порфиров и липаритов. Кислые разности эффузивов и субвулканических тел комагматичны гранитам лакколита. Они залегают в его северном экзоконтакте. Терригенно-эффузивные породы, выполняющие мульду, и граниты лакколита на северо-западе и юго-востоке перекрываются меловыми отложениями. Возраст массива пермо-триасовый.

Редкометалльные пегматиты Синьцзяня развиты на территории каледонид Китайской части Монгольского Алтая. Здесь установлен крупный пояс в составе более чем 20 отдельных пегматитовых полей, протягивающихся в северо-западном направлении на расстояние 450 км при ширине 20—70 км [Леонтьев Л. Н., 1969]. В составе пояса преобладают безрудные пегматиты, реже наблюдаются пегматиты бериллиевые и совсем редко собственно редкометалльные с комплексной (бериллий-литий-цезий-танталовой) минерализацией.

Формирование пегматитов (и материнских для них гранитов)—результат верхнепалеозойской (пермской) активизации каледонид, и их размещение контролируется системой горстов и грабенов, точнее разрывов, которые эти структуры ограничивают, будучи дискордантны к складчатой структуре каледонид [Поля редкометалльных..., 1976].

Структуры верхнепалеозойской активизации наложены на каледонский Монголо-Алтайский антиклинорий, сложенный докембрийскими и нижнепалеозойскими отложениями, докембрийскими ортогнейсами и ниже- и среднепалеозойскими основными, ультраосновными и плагногранит-гранитовыми породами. Антиклинорий вытянут в северо-западном направлении и в современном эрозионном срезе ограничен зонами разломов: Северо-Восточной и Юго-Западной зонами смятия шириной 10—50 км, причем первая располагается внутри каледонид, а вторая разграничивает каледониды и герциниды. В верхнем палеозое в результате тектоно-магматической активизации на обеих зонах развились системы продольных ветвящихся горстов и грабенов. Грабены были выполнены карбонатно-терригенными отложениями девона и терригенными карбоновыми отложениями.

Вдоль разломов обеих зон смятия и разделяющего их горст-антиклинория внедрились верхнепалеозойские (пермские) пегматитоносные гранитоиды. Пегматиты располагаются в экзоконтактах гранитных массивов, реже (юго-восточная часть пегматитового пояса) удалены от них и размещаются как внутри горст-антиклинория, разделяющего зоны смятия, так и в последних [Леонтьев А. Н., 1969].

Рассматриваемый пояс редкометалльных пегматитов частично располагается и на территории крайнего запада МНР [Гранитоидные и щелочные формации..., 1976], но здесь сподуменовые пегматиты пока не обнаружены, имеются лишь берилловые пегматиты с колумбитом, фергусонитом, эвксенитом, самарскитом. На территории МНР граниты, материнские для пегматитов пояса, исследователи объединяют с непегматитоносными гранитами верхне-среднекаменноугольного возраста в единый магматический комплекс [та же работа] и считают, что пегматитоносные пермские гранитоиды завершают становление комплекса. Пегматитоносные граниты рассматриваемого пояса геохимически, минерально-петрографически и в возрастном отношении идентичны гранитам монастырского комплекса Казахстана, а сам пояс — продолжение аналогичного пояса Казахского региона.

Щелочные граниты Западной Монголии изучались Ю. А. Борзаковским, Б. Лувсанданзана, Р. А. Хасиным и другими исследователями. Монографическое их описание сделано С. П. Гавриловой [Гранитоидные и щелочные формации..., 1976]. Такие граниты присутствуют в составе монцонит-граносиенит-гранитовой формации, развитой в пределах герцинской Барунхурайской впадины юго-западной части Западной Монголии. Эта впадина представляет собой крайнюю западную часть южно-монгольских герцинид. От каледонид и герцинид Монгольского Алтая она отделена Булганским региональным разломом, северо-западнее разделяющим каледониды Монгольского Алтая и расположен-

ные к юго-западу от него герциниды, а на территории СССР именующимся Иртышским глубинным разломом.

Этот разлом ограничивает впадину с севера. В выполнении впадины участвуют верхнесилурийские, девонские, нижнекарбонные эвгеосинклинальные комплексы отложений и орогенные образования среднекаменноугольно-пермского возраста, выполняющие наложенные грабены-депрессии, унаследовавшие Бурунхурайский синклиниорий. Каменноугольные отложения эффузивно-терригенные, а пермские терригенно-угленосные, местами с подчиненными эффузивами и пирокластами. На отдельных участках по Булганскому разлому структуры Монгольского Алтая надвинуты на породы Бурунхурайской впадины.

Массивы монцонит-граносиенит-гранитовой формации в пределах впадины тяготеют к Булганскому разлому, причем наиболее крупные из них (300—350 км<sup>2</sup>) располагаются на поперечных поднятиях внутри впадины. В составе массивов наблюдаются габброиды, диориты, сиенит-диориты, сиениты, монцониты, адамеллиты, граниты, лейкограниты и аляскиты. Жильные породы представлены аплитами, пегматитами (и хрусталеносными пегматитами), лампрофирами, различными порфирами. Наиболее известны и изучены массивы Упкейтукский, Ошигинский, Майхануланский, Мергенульский, Баиртинский и др. Формы массивов типично платформенные: купола, плитообразные трещинные тела и их сочетания.

Щелочные граниты (размером 2,5 км<sup>2</sup>) известны в составе Баиртинского массива. Они прорывают габбро и сиениты массива и приурочены к узлу пересечения субширотного и меридионального разломов, пересекающих массив. В составе щелочных гранитов наблюдаются щелочной амфибол, эгирин, флюорит, альбит, а также явления грейзенизации и турмалинизации в их экзоконтактах. Вмещающие габбро местами скарнированы. В породах Баиртинского массива обнаружены зоны альбитизации с флюоритом. Более мелкие выходы щелочных гранитов имеются в районе сомона Булган [Гранитоидные и щелочные формации..., 1976].

Вопрос о возрасте щелочных гранитов неясен. Они моложе массивов пород монцонит-граносиенит-гранитовой формации, которые по геологическим данным относятся к среднему — верхнему карбону, но абсолютный их возраст пермский (230—280 млн. лет). По-видимому, массивы щелочных гранитов формировались в перми.

Щелочные и нефелиновые сиениты, щелочные основные и ультраосновные породы (ийолит-уртиты, фойяиты и др.) развиты только в северной (каледонской) части Монголии. Они весьма разнообразны по внутреннему строению, отличаются небольшими (от долей до первых десятков квадратных километров) размерами и не содержат сколько-нибудь значимой редкометальной минерализации. Возраст щелочных пород формации ще-

лочных габбро-иолиит-уртитов-фойяитов — нижнедевонский, формации нефелиновых и щелочных сиенитов — карбонный (326—293 млн. лет). Пространственное положение массивов пород обеих формаций определяется их тесной связью с системами долгоживущих трансструктурных разломов глубинного заложения. Массивы располагаются в узлах пересечения таких разломов поперечными к ним разрывами и наблюдаются главным образом в тех участках этих разломов, которые пересекают срединные массивы — выступы докембрийского фундамента региона. Учитывая возраст щелочных пород и время консолидации вмещающих их структур, можно с уверенностью считать, что щелочные породы — порождение процессов тектоно-магматической активизации [Яшина Р. М. и др., 1973; Гранитоидные и щелочные формации..., 1975] (рис. 40).

Щелочные граниты Северной Монголии моложе нефелиновых и щелочных сиенитов и основных щелочных пород; они верхне-

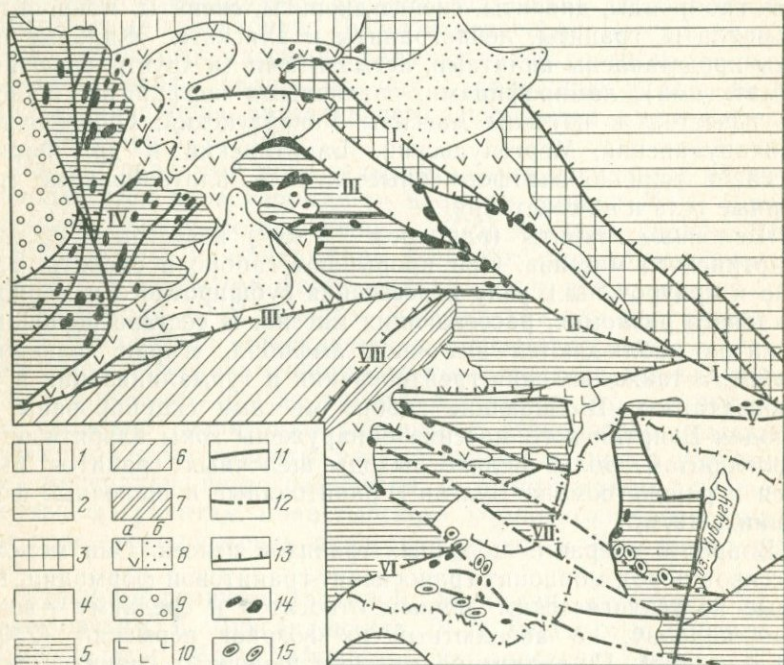


Рис. 40. Размещение среднепалеозойских щелочных пород в Алтае-Саянской складчатой области и Северной Монголии. По Р. М. Яшиной и др. [1973].

1—2 — Сибирская платформа и Западно-Сибирская плита; 3 — выступы фундамента; 4 — горы, сложенные байкалидами; 5 — горы, сложенные салаиридами; 6 — каледониды; 7 — поздние прогибы каледонид; 8 — грабены и прогибы среднепалеозойской тектоно-магматической активизации, выполненные: а — вулканитами силура и девона и б — красноцветной молассой девона и нижнего карбона; 9 — эпигерцинская Кузнецкая впадина; 10 — кайнозойские базальты; 11—13 — разломы: I — Главный Саянский, II — Восточно-Саянский, III — Кандатский, IV — Кузнецко-Алатаусские, V — Окинский, VI — Агардагский, VII — Восточно-Тувинский, VIII — Саяно-Тувинский; 14—15 — массивы щелочных пород

пермского возраста. Пространственно и генетически тесно связаны с пермскими и пермо-триасовыми вулканитами повышенной щелочности Орхон-Селенгинского вулканогенного пояса и с расположенными на его западном продолжении вулканоплутоническими структурами, тяготеющими к зоне широтных Хангайских разломов. Массивы щелочных гранитов слагаются эгириновыми, рибекитовыми, реже арфведсонитовыми разностями, в отдельных случаях по зонам трещиноватости слабо альбитизированы, но редкометалльная минерализация ни в них, ни в связанных с ними альбититах пока не обнаружена. Формирование массивов верхнепермских щелочных гранитов, по мнению их исследователей [Гранитоидные и щелочные формации..., 1975], связано с процессами верхнепалеозойско-мезозойской активизации каледонских и герцинских структур МНР.

### 3. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

Крупные эндогенные литофильные редкометалльные месторождения в Тихоокеанском складчатом поясе единичны. В настоящее время в его пределах известны лишь одно крупное оловянно-редкометалльное месторождение Лост-Ривер на п-ове Сьюард на Аляске и ряд мелких рудопоявлений и месторождений пегматитового, щелочно-гранитного, скарнового и гидротермального типов.

Тихоокеанский складчатый пояс — кольцеобразная морфологически асимметричная зона, обрамляющая Тихий океан; она узкая в Американской ветви и широкая с островными дугами и краевыми морями в Австразиатской ветви. Как указывалось, западная граница Тихоокеанского пояса проводится исследователями различно. Некоторые относят к этому поясу только область кайнозойской складчатости, отделяющуюся от мезозойского Востока и Северо-Востока СССР вулканогенным Охотско-Чукотским (Чукотско-Катазиатским) поясом. Большинство же исследователей область кайнозойской складчатости считают внутренней зоной Тихоокеанского подвижного пояса, а к его внешней зоне относят весь Северо-Восток СССР, Дальний Восток и Восточное Забайкалье [Муратов М. В., 1975; Радкевич Е. А., 1976; и др.].

В Австразиатской ветви Тихоокеанского пояса регионы кайнозойской складчатости (фрагменты внутренней зоны пояса) прослеживаются лишь на островах и полуостровах: Алеутских, Курильских, Камчатке, Сахалине, Марианских, Меланезии, Соломоновых, Ново-Гейбридских, Фиджи и др. В Американской ветви область кайнозойской складчатости сплошной полосой протягивается вдоль окраины Американского континента.

Внутренняя зона Тихоокеанского рудного пояса характеризуется наличием богатого, главным образом золотого и медного оруденения, внешняя — в основном полиметаллического, а затем оловянного — в пределах Американской ветви и оловянно-

ного — в Австраазиатской [Радкевич Е. А., 1976]. На севере Американская ветвь через систему широтных складчатых структур Аляски сочленяется с Австраазиатской ветвью, на юге это соединение пока гипотетично и, вероятно, происходит через вулканические зоны Антарктиды.

Севернее северного (Аляскинского) сегмента Тихоокеанского пояса, по-видимому, располагается Гиперборейская платформа, в основном скрытая под водами Северного Ледовитого океана.

Главная складчатость в Американской ветви Тихоокеанского подвижного пояса — невадийская, верхнеюрская. После нее территория пояса не раз испытала активизацию (в позднемеловое — третичное время, палеогене), сопровождающуюся рифтообразованием [Милановский Е. Е., 1976], магматизмом и оруденением. В Австраазиатской ветви возраст складчатых структур внутренней части пояса третичный. Почти на всем протяжении они отделены от мезозойского континента окраинными морями, а все островные дуги, на которых эти структуры прослеживаются, по современным представлениям являются внутренними геосинклинальными поднятиями современной геосинклинали [Радкевич Е. А., 1976].

В Тихоокеанском сегменте Тихоокеанского складчатого пояса известны не представляющие в большинстве случаев промышленного интереса редкометалльные (бериллиевые) рудопроявления в связи с оловоносными гранитами Северо-Американских Кордильер, а также мелкие, но сравнительно многочисленные редкометалльные (литиевые, бериллиевые) пегматитовые месторождения (Кэтрин, Есмеральдо и др.), генетически связанные с мезозойскими гранитами батолитов Сьерра-Невада, Юнио, Айдахо, Калифорнийским. Отдельные месторождения разрабатываются (или разрабатывались) на лепидолит, берилл, а также кунцит, полихромный турмалин и другие драгоценные камни [Поля редкометалльных..., 1976; Коган Б. И. и др., 1975; и др.].

Весьма характерно, что эти собственно редкометалльные месторождения Тихоокеанского пояса располагаются на территории, занятой кайнозойской рифтовой системой, более точно — на площади среднего сегмента Кордильерской рифтовой системы, наложенного на окраинную часть Северо-Американской платформы.

В главе о размещении редкометалльных месторождений на платформах было показано, что кайнозойская рифтовая система Кордильер в какой-то степени унаследована от верхнемезозойской (рифт Рио-Гранде и др.). Однако батолиты Айдахо, Юнио и др., с которыми связаны редкометалльные пегматиты, к рифтогенным интрузивам исследователями США не относятся.

Территория п-ова Сьюард на Аляске, согласно Б. Х. Егнзарову [1969], входит в состав внутренней зоны Тихоокеанского подвижного пояса; Е. А. Радкевич [1976] относит к внутренней

зоне только южную часть полуострова, а северную и центральную включает в состав внешней зоны, развившейся на погруженной окраине Гиперборейской платформы. Однако центральная часть полуострова, на территории которой располагается оловяноносный район Лост-Ривер с бериллиевым месторождением, согласно взглядам всех исследователей представляет собой вместе с восточной частью Чукотского полуострова Анадыро-Сьюардский срединный массив позднедокембрийско-раннепалеозойской стабилизации. Его восточным продолжением является Юконский срединный массив, разделяющий западную и восточную части Кордильер. Таким образом, в целом срединный массив можно именовать Чукотско-Юконским.

Некогда Чукотская и Сьюардская половины Анадырско-Сьюардского массива представляли собой, видимо, единое целое и входили в состав Гиперборейской платформы. В современном эрозивном срезе массив ограничен глубинными разломами, а большая его часть перекрыта мезо-кайнозойскими отложениями троговых прогибов (впадины Юкон-Коюкук, Нортон, Бетел) [Глобальные закономерности..., 1974].

Складчатые и главные разрывные структуры массива преимущественно субширотные. Северная половина массива представлена полями развития нижнепалеозойских (ордовикских и доордовикских) карбонатно-терригенных отложений, в южной обнажается ограниченный широтными разрывами, широтно же вытянутый выход докембрийских пород, а по всей его территории спорадически «разбросаны» более или менее мелкие массивы мезозойских (верхнемеловых) гранитоидов, сравнительно крупные поля кайнозойских вулканитов, дайки третичных лампрофиров. Внедрение гранитов связано с формированием узких субширотных грабенов-трогов, наложенных на эпипалеозойское складчатое основание массива и выполненных эффузивно-терригенными мезозойскими толщами, а также с продолжающимися эти грабены по простиранию разрывами. Последние представлены главным образом сбросами, местами развившимися на месте более ранних надвигов.

М. А. Фаворская с соавторами [Глобальные закономерности..., 1974] и другие исследователи подчеркивают важную роль широтных глыбовых морфоструктур (и ограничивающих их разрывов) в распределении эндогенного оруденения на Аляске вообще и на п-ове Сьюард в частности.

Крупное бериллиевое месторождение Лост-Ривер располагается в прибрежной части полуострова, имеет эоценовый возраст и ассоциирует с одноименным оловянно-вольфрамовым месторождением, которое является по сути продолжением в пределы Аляски оловяноносной Чукотской металлогенической провинции. Бериллиевое оруденение представлено гельвином, хризобериллом, эвклазом, берtrandитом, миларитом, фенакитом, бериллом в слюдисто-флюоритовой массе метасоматического

происхождения. Оно наложено на скарново-грейzenовое оловянно-вольфрамовое верхнемеловое оруденение, генетически связанное с верхнемеловыми гранитами [Рудные месторождения США, т. II, 1973]. Оловянно-вольфрамовое оруденение представлено экзо- и эндоконтактовыми грейzenами с лепидолитом, топазом и турмалином и скарнами, образованными по вмещающим граниты известнякам. Скарны магнетит-гранат-турмалин-флюоритовые с бериллийсодержащим везувианом. Вольфрамовая минерализация представлена шеелитом и вольфрамитом. В рудах много разнообразных сульфидов [Sainsbury e. a., 1969].

Рудные тела и материнские для них граниты приурочены к мощной широтной зоне смятия докембрийских пород, ограничивающей узкую, наложенную на эти породы грабен-синклиналь, выполненную известняками ордовика, и локализируются в узлах пересечения зоны поперечными нарушениями. Некоторые оловопроявления приурочены к дайкам, залечивающим разломы (рудный столб риолитовой «касситеритовой» дайки рудника Лост-Ривер).

Редкометалльные комплексы Северо-Востока СССР, который относится к внешней зоне Тихоокеанского пояса, представлены щелочными граносиенитами Томмотского массива и аляскистыми гранитами Кёстерского гранитного массива с аксессуарной редкометальной минерализацией. На территории Северо-Востока известны, кроме того, щелочные и нефелиновые сиениты и субвулканические щелочные породы, тоже относящиеся к потенциально редкометально рудоносным образованиям.

Северо-Восток СССР, или Верхоянско-Чукотская складчатая область, — это область мезозойской складчатости, на восточную часть которой наложен Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, отделяющий ее от кайнозойского складчатого пояса.

В пределах области выделяются срединные массивы (Колымский, Омолонский, Охотский, Тайгоносский, Чукотско-Юконский); краевые поднятия Колымского массива, сложенные палеозойскими образованиями (Приколымское, Тасхаях-тахское, Полоусненское, Улахан-Тасское, Селенняхское, Момское, Омuleвское); регионы развития мезозойской складчатости (Яно-Колымская и Чукотская складчатые системы в составе нескольких антиклинориев и синклинориев) с Приверхоянским краевым прогибом, примыкающим к Сибирской платформе, и наложенные на Колымский массив позднемезозойские впадины (Олойская, Зырянская) и грабены — рифты (Момский рифт), регенерированные в кайнозойе [Грачев А. Ф., 1977; Геологическое строение СССР, 1968; и др.] (рис. 41).

Редкометалльно рудоносные эндогенные комплексы Северо-Востока СССР тяготеют главным образом к ее срединным массивам или к их обрамлению; мы остановимся на тектоническом строении только этих массивов.

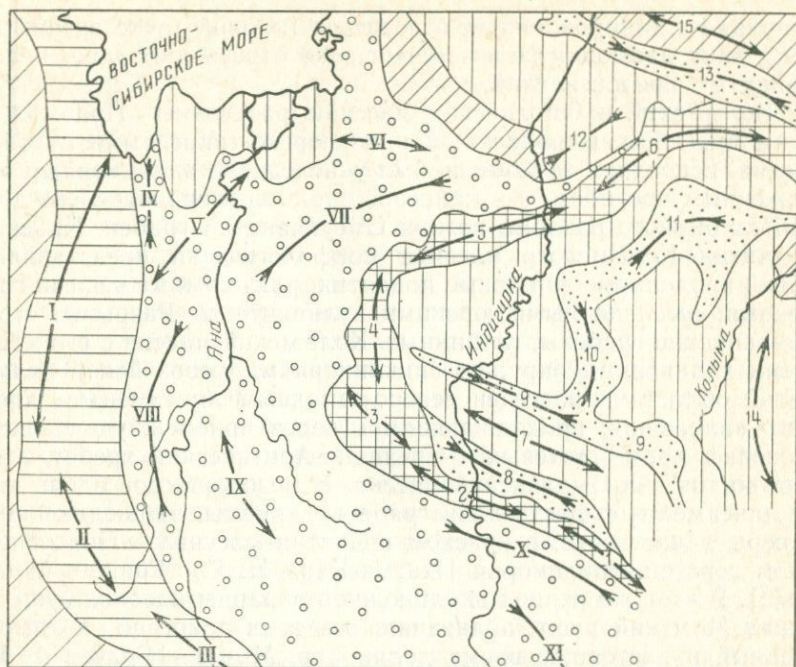


Рис. 41. Тектоническая схема Яно-Колымской складчатой области. По З. Г. Караевой [1977 г.].

1 — Сибирская платформа; 2 — Западно-Верхоянский мегантиклинорий; 3 — Янский мегасинклиорий; 4 — срединные массивы; 5 — краевые поднятия Колымского срединного массива; 6 — впадины и грабены на срединных массивах; 7 — впадины на складчатых структурах Яно-Колымской области. Крупные складчатые формы Яно-Колымской области. Антиклинии: I — Орулганский, II — Западно-Верхоянский, III — Бардинский, V — Куларский, IX — Адычанский, VI — Кылтастаское поднятие; синклинии: IV — Омолонский, VII — Полоусный, VIII — Сартанский, X — Дебинский, XI — Верхне-Инди́гирский (Кыстабытский). Крупные глыбовые структуры срединных массивов. Горсты: 1 — Омuleвский, 2 — Момский, 3 — Тасхаяхтахский, 4 — Селенняхский, 5 — Полоусный, 6 — Улахан-Тасский, 7 — Илнтасский; 14 — Приколымское и 15 — Гремученское поднятия; впадины и грабены: 8 — Момский рифт, 9 — Зырянская, 10 — Бадя́рская, 11 — Маганская, 12 — Кондаковская впадины, 13 — Приморский грабен

На территории Колымского срединного массива докембрийские породы не обнажаются. Палеозойские отложения в его пределах развиты на Алазейском поднятии. Ранее считалось, что это платформенный чехол на докембрийском основании. Как теперь установлено, палеозойские отложения Алазен имеют геосинклинальный облик, поэтому существование Колымского срединного массива многими исследователями оспаривается [Тектоника Колымского срединного массива, 1975]. Однако наличие краевых поднятий вокруг массива, огибание его (как жесткого упора) структурами Яно-Колымской и Чукотской мезозойских складчатых систем и другие признаки вплоть до существования определенной металлогенической зональности вокруг него за-

ставляют с осторожностью относиться к новой точке зрения на тектонику массива и не позволяют пока отречься от ранее общепринятых представлений.

Колымский и Омолонский массивы разделены Приомолонским прогибом, выполненным нижнеюрско-триасовыми отложениями. В позднем мезозое он был унаследован одноименным наложенным прогибом, а в кайнозое вдоль ограничивающего прогиб глубинного разлома возник Омсукчанский грабен. Краевые поднятия Колымского массива морфологически представляют собой продольные горстовые поднятия, разделенные узкими грабенами, выполненными юрскими вулканитами. Разрывы, ограничивающие грабены, глубинные. Колымский массив с его краевыми поднятиями окружен синклиниями мезозойской складчатой области и рассечен северо-западным линеamentом древнего заложения, продолжающимся через прибрежную равнину и шельф моря Лаптевых в Срединно-Арктический хребет, а на юго-восток — в Омолонский массив. В мезо-кайнозое вдоль этого линеамента существовали грабены — рифты, наблюдающиеся теперь, в частности, в краевом поднятии массива — Полоусненском горсте-антиклинории [Патык-Кара Н. Г., Гришин М. А., 1972]. В этот же период вдоль южной окраины массива существовал Момский рифт, подновившийся в антропогене и выраженный в настоящее время долиной р. Момы [Грачев А. Ф., 1977]. Специфическими структурами, развившимися на жестком основании Колымского массива, являются Зырянская и Олойская наложенные впадины-грабены. Ограничивающие их разломы не всегда выражены достаточно отчетливо. Впадины выполнены юрско-нижнемеловыми молассами с вулканитами и угленосными пластами.

Охотский массив в настоящее время представляет собой сложную мозаику горстов и грабенов. Его докембрийский фундамент перекрыт породами верхоянского комплекса и меловыми эффузивами, в горах залегающими горизонтально, а в грабенах дислоцированными вдоль ограничивающих и осложняющих их строение разломов. Поднятые блоки — горсты — сложены преимущественно докембрийскими образованиями, в грабенах наблюдаются красноцветные и вулканогенные отложения верхнего девона, триаса и юры [Геологическое строение СССР, 1968].

Чукотско-Юконский массив (Чукотский полуостров — его западная часть) в окраинных частях, как и Колымский, прорван сравнительно большими массами мезозойских гранитоидов. Омолонский массив, очевидно, является областью каледонской консолидации, так как в его пределах широко развиты нижнепалеозойские гранитоиды и красноцветные эффузивы девона [Основы геологии СССР, 1971].

Главные тектонические движения в Яно-Колымской и Чукотской геосинклиналях (главный этап орогенеза) падают на

конец юрского периода. К началу мела обе области находились уже на поздних — постороженных — этапах развития или даже представляли собой области завершённой складчатости [Матвеев В. Т., Шаталов Е. Т., 1963]. На их территории формировались межгорные грабены-впадины (Балыгычано-Сугойская и др.), выполненные угленосной молассой и эффузивно-терригенными отложениями.

Домезозойские магматические породы, естественно, наблюдаются лишь в пределах срединных массивов и в краевых поднятиях Колымского массива. Они представлены липаритами, дацитами, трахилипаритами девона, развитыми в Омолонском массиве; диабазами, андезитами, дацитами силур-девона Алазейского поднятия Колымского массива; габбро-диабазами кембрия в Чукотско-Юконском массиве; силурийскими гранитоидами и щелочными сиенитами, нордмаркитами, монцонитами абикитского комплекса, тоже широко развитыми в Омолонском массиве; герцинскими интрузиями щелочных пород, гранитов и сиенитов в краевых поднятиях Колымского массива.

Мезозойский магматизм проявлен на территории области широко и разнообразно. Наиболее распространены верхнеюрско-нижнемеловые гранитоиды, массивы которых локализованы главным образом в краевых поднятиях Колымского массива, а затем в окраинных частях Чукотского массива и в Анюйской и Чукотской антиклинальных зонах мезозоид. Интрузии имеют часто трещинный характер и в ряде случаев пересекают простирание складчатых структур [Геологическое строение СССР, 1968; и др.]. С ними связано оловянное и вольфрамовое оруденение. Эти интрузии относятся к соскладчатым, синороженным и объединяются в колымский комплекс. Менее распространены верхнемеловые гранитоидные интрузивы, которые всегда дискордантны к складчатости пород верхоянского комплекса (Певекский и другие гранитоидные массивы) и приурочены к разрывам (граниты яно-омсукчанского комплекса).

Кайнозойские магматические породы представлены щелочными базальтами, сходными с современными базальтами вулканов островов Тихого океана. Эти породы всюду приурочены к зонам глубинных разломов, ограничивающих кайнозойские рифты, окраины Колымского массива (Момские позднечетвертичные вулканы Момского рифта) и другие (Анюйский и Зашиверский вулканы, базальты р. Ясачной).

Томмотский массив располагается в Селенняхском окраинном поднятии Колымского массива (Селенняхском горсте) среди ранне-среднепалеозойских образований. Массив изучен И. Я. Некрасовым [1962], который относит его породы к пермокарбонным (206—231 млн. лет, калий-аргоновый метод). Возможно, однако, что время формирования массива девонское, так как свинцовым методом возраст иттриалита из пегматитов массива составляет 368 млн. лет [Геологическое строение

СССР, 1968]. Массив имеет овальную в плане форму, зонально-концентрическое внутреннее строение и складается в центре габбро, горнблендитами, пироксенитами, а по периферии — сиенит-диоритами, граносиенитами, биотитовыми и эгириновыми гранитами, щелочными сиенитами. Породы периферии массива участками альбитизированы, в таких участках содержится акцессорная редкоземельная и ниобиевая минерализация. Массив приурочен к разрыву меридионального простирания.

Щелочные и нефелиновые сиениты известны в Омолонском срединном массиве и на мысе Дежнева на Чукотке. В Омолонском массиве они обнаружены в составе Анмандыканского (верхнее течение р. Омолона) и других, менее изученных массивов. Анмандыканский массив приурочен к зоне разрыва, имеет концентрическое внутреннее строение, сложен в центре кварцевыми нордмаркитами, а по периферии — субщелочными и щелочными сиенитами. Нефелиновые сиениты встречаются среди щелочных и, по-видимому, связаны с ними постепенными переходами; кроме того, они образуют дайкоподобные тела в массиве [Геологическое строение СССР, 1968]. Породы массива относятся к абкитскому интрузивному комплексу. Редкометальная минерализация в связи с породами массива неизвестна. Эффузивные и субвулканические породы щелочного характера (дациты, трахиты, трахилипариты, кварцевые альбитофиры) в Омолонском массиве представлены более молодым, кедонским, комплексом девон-раннекарбонového возраста.

Кёстерское оловянное месторождение, с породами и рудами которого связано редкометальное акцессорное оруденение грейзенового и жильно-грейзенового типов, располагается среди юрско-меловых гранитов Арга-Ынных-Хайского массива в Яно-Колымском оловоносном поясе (см. рис. 41). Пояс составлен различно ориентированными оловоносными зонами: Тиряхтахской, Борулахской, Дербек-Нельчехинской и др., совпадающими с поперечными к простиранию Яно-Колымской складчатой системы зонами расколов ее домезозойского фундамента, по которым гранитоиды оловоносной формации «батолитоидных гранитов», развитые главным образом в краевых поднятиях Колымского массива, цепочками мелких тел заходят далеко внутрь окружающих массив синклиналиев (Иньяли-Дербинского, Полоусного) [Геология и генезис..., 1971].

Месторождение относится к Борулахской зоне (см. рис. 41). Оно представлено серповидным штоком апогранитов с площадью выхода около 1 км<sup>2</sup>, рвущим граниты Арга-Ынных-Хайского массива, и более поздние дайки турмалинизированных гранитов и кварцевых порфиров. Форма штока обусловлена сочетанием двух разнонаправленных разломов, по которым внедрялись апограниты [Геология и генезис..., 1971]. Апограниты содержат в акцессорных количествах касситерит и некоторые минералы редких элементов, в том числе фосфаты (амблигонит

и др.), и сопровождаются топаз-турмалин-мусковитовыми грейзенами с касситеритом и флюоритом. Возраст месторождения 89 млн. лет [Геология и генезис..., 1971]. Месторождение, возможно, должно относиться к формации щелочных гранитов [Говоров И. Н., 1965].

Согласно В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталову [1963] и другим геологам, оловоносны оба гранитоидных комплекса Северо-Востока СССР: и колымский, и яно-омсукчанский и с гранитами обоих нередко наблюдаются грейзены. Но главная часть слова этого региона связана с гранитами последнего комплекса. Гранитоиды колымского комплекса слагают, по их представлениям, в основном батолитоподобные массивы краевых поднятий Колымского массива, а граниты яно-омсукчанского комплекса — мелкие посторогенные трещинные интрузивы в оловоносных зонах, пересекающих окружающие Колымский массив синклинии. При этом оловянные месторождения, связанные с породами яно-омсукчанского комплекса, относятся главным образом к касситерит-сульфидной формации. Таким образом, согласно этим исследователям, Кёстерское месторождение относится к производным яно-омсукчанского комплекса, что согласуется с определением его абсолютного возраста.

Таким образом, потенциально редкометалльные комплексы пород и массивы с редкометалльной акцессорной минерализацией располагаются на Северо-Востоке СССР или в срединных массивах (Томмотский, Анмандыканский, Дежневский массивы), или в синклиниях (Кёстерское месторождение) мезозой. Все они локализованы в разрывах достаточно глубокого заложения (трассируются цепочками интрузий гранитоидов). Формирование Томмотского, Анмандыканского и Дежневского массивов несомненно связано с процессами тектоно-магматической активизации, поскольку они значительно моложе периода стабилизации вмещающих массивы структур (верхний палеозой и поздний докембрий или ранний палеозой соответственно).

Что касается Кёстерского месторождения, то оно тоже может быть времени главной складчатости мезозой, поскольку прорывает синорогенные граниты Арга-Ынных-Хайского массива. Необходимо отметить, что некоторые исследователи [Еловских В. В. 1975; и др.] все верхнеюрско-меловые граниты Северо-Востока СССР, к которым относится и Арга-Ынных-Хайский массив, считают производными тектоно-магматической активизации, поскольку пространственное распространение этих гранитов ограничивается главным образом краевыми поднятиями Колымского массива, где период платформенного развития региона перед их внедрением (от конца среднего палеозоя до верхней юры) был относительно значителен и атектоничен.

Томмотский и Анмандыканский массивы приурочены, по видимому, к единому линеamentу, прослеженному для неоген-четвертичного периода развития региона Н. Г. Патык-Кара и

М. А. Гришиным [1972]. Этот линеамент другие исследователи именуют Шелиховским [Главнейшие провинции..., 1974].

Крупные редкометалльные месторождения в пределах герцинид и мезозоид Юго-Восточной Азии, обрамляющих Китайско-Корейскую и более мелкие «платформы» — микроконтиненты Юго-Восточной Азии, согласно собранным нами опубликованным литературным данным отсутствуют, хотя потенциально редкометалльно рудоносные комплексы и мелкие редкометалльные и редкоземельные рудопоявления там известны. Крупные же месторождения приурочены лишь к платформам и микроконтинентам, но и там пока единичны. Это редкоземельное месторождение Бойян-Обо на Китайско-Корейской платформе. Месторождение располагается [Хомяков А. П., Семенов Е. И., 1971] в позднепротерозойском (рифейском) трог, наложенном на архейское основание. Трог выполнен (снизу вверх) конгломератами и кварцитами; металевролитами и метапесчаниками; известняками и доломитами с примесью биотитовых сланцев, песчаников и порфиритов; песчаниками, алевролитами и кварцитами общей мощностью свыше 2,5 км.

Отложения трогового комплекса прорваны герцинскими габбро-диоритами, гранитами и сиенитами, объединенными в единый магматический комплекс. Граносиениты в нем — наиболее поздние образования. Они слагают небольшие штоки в пределах рудного поля месторождения. Месторождение приурочено к осложняющему трог широтному грабену и представлено мощными (1—1,2×0, *n* км<sup>2</sup>) рудными линзами и более мелкими жильнообразными рудными телами, залегающими среди известняков и доломитов и вдоль контакта их с песчаниками и сланцами, видимо, согласно (или под очень острым углом) к их напластованию.

Во всей Восточной Азии прослеживаются три главные эпохи формирования магматических пород: триас-раннеюрская (220—180 млн. лет), позднеюрско-раннемеловая (150—110 млн. лет) и мел-палеогеновая (90—60 млн. лет). Триас-юрские потенциально редкометалльные гранитоиды известны в Южном Китае (так называемые «гранитные купола»), на юге Малайского полуострова. К редкометалльным же относятся граниты Прибрежной зоны Южного Китая, некоторые граниты Кореи (танчхонские граниты, поздние фазы) позднеюрско-раннемелового возраста и мел-палеогеновые граниты Бирмано-Малайского пояса. Все эти граниты оловоносные, геохимически и минерально-петрографически они сходны с гранитами Северо-Востока СССР и Восточного Забайкалья. В отдельных случаях с ними, по-видимому, может быть связана также редкометалльная жильно-грейзеновая минерализация и редкометалльная минерализация в альбитизированных гранитах (апогранитах).

#### 4. МЕСТОРОЖДЕНИЯ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

В Средиземноморско-Гималайском складчатом поясе крупные редкометальные месторождения, как и в Тихоокеанском поясе, единичны. Это месторождения редкометальных пегматитов Афганистана (месторождения в герцинидах Западной Европы и Северного Памира рассмотрены выше).

Мелкие месторождения и рудопроявления известны на о. Эльба (пегматиты с «поллуксом»), на Кавказе, Памире (пегматиты, грейзеновые и грейзеново-жильные образования) и в других районах.

К Средиземноморскому складчатому поясу относятся, как известно, герциниды Западной Европы и Туниса; Скифско-Южнотуранская плита — складчатая область главным образом байкальской, лишь в отдельных районах каледонской складчатостей, перекрытая отложениями платформенного чехла, и, наконец, собственно Альпийский складчатый пояс — область кайнозойской складчатости. Ранее к этому поясу относилась еще Юго-Восточная Азия — Индонезийская складчатая дуга. Но по тектоническому строению и истории развития она сходна с таковыми же Тихоокеанского складчатого пояса, а от киммерийских структур Альпийского пояса отличается прежде всего более молодым возрастом складчатости и тем, что она несомненно возникла на коре океанического типа. Поэтому систему Индонезийских островов вместе с Араканским хребтом М. В. Муратов [Тектоника Средиземноморского пояса, 1978] предложил выделить из состава Средиземноморского пояса в самостоятельный Индонезийский пояс, который считать ответвлением Тихоокеанского.

Одна из главных особенностей тектонического строения Средиземноморского пояса, причем обнаруженная сравнительно недавно, — наличие под его структурами (как известно, широтными) поперечных к ним субмеридиональных структур — линейментов, выявленных геофизически. Последние пересекают пояс по крайней мере в четырех местах: 1) в районе Восточных Карпат и Балканского полуострова; 2) в Горном Крыму по линии Симферополь — Алушта; 3) через Центральный Кавказ и Минераловодскую перемычку Предкавказского краевого прогиба, затем через Ставропольский свод на Скифской плите и далее на Русской платформе фиксируется системами нарушений Ергеней и Среднего Поволжья [Соллогуб Н. В., Дехтярева Л. В. — Тектоника Средиземноморского пояса, 1978] — Транскавказский линейамент; 4) в районе Гиндукуша и Памира — Индо-Памирский линейамент, прослеживающийся через весь Средиземноморский пояс и уходящий далеко в Индийский океан [Винник Л. П., там же].

Все эти структуры в изученных случаях (Восточнокарпатский, Транскавказский линейаменты) фиксируются повышенной мощ-

ностью земной коры, высокими тепловыми потоками и крупными гравитационными минимумами в редукции Буге. К ним тяготеют срединные массивы пояса (Дзирульский, Араратский, Северо-Ванский, Большого Кавказа — на зоне Транскавказского, Нуристано-Бадахшанский, Памирский — на зоне Индо-Памирского линеаментов и др.) и магматические породы, в том числе почти все кайнозойские вулканиты. К ним же приурочены все очаги глубокофокусных землетрясений. Синклинальные структуры пояса в их пределах резко суживаются или выклиниваются (например, Закавказская депрессия, Предкавказский прогиб в зоне Транскавказского линеамента), а антиклинальные расширяются и воздымаются. Рассматриваемые структуры считают «корнями» докембрийских горных сооружений или границами литосферных плит, независимыми от любых складчатых структур земной поверхности и не смещавшимися в пространстве на протяжении всего фанерозоя [Петрушевский В. А., Шукин Ю. К., там же].

Работами последних лет установлено, что лучше других изученные Восточнокарпатская и Транскавказская структуры располагаются на северном продолжении Африкано-Аравийского (Восточно-Африканского) рифтового пояса, обладают сходными с ним чертами тектонического развития и металлогении. Они рассматриваются их исследователями [Гергелчев В. Н. и др. — Роль рифтогенеза..., 1977; Милановский Е. Е., 1976; и др.] в качестве восточной и западной ветвей данного пояса — Транскавказской и Балканских (Струмско-Валдарская, Эгейско-Дунайская) рифтовых систем, составляющих его северную оконечность и пересекающих Средиземноморский складчатый пояс. При этом доказывается [Гергелчев В. Н. и др.] следующее: все мезо-кайнозойские рудные месторождения пространственно связываются с данными системами; развитие таких систем началось уже в мезозое, а разломы, ограничивающие их грабены, докембрийского заложения; и, наконец, рифтовые системы Балканского полуострова связываются, с одной стороны, с Рейнско-Ливийским рифтовым поясом, а с другой — с Восточно-Африканским (с рифтом Красного моря).

Анализ пространственной приуроченности немногочисленных редкометалльных месторождений и рудопроявлений Средиземноморского пояса показывает, что все они тяготеют к рассматриваемым поперечным линеаментам.

**Афганистан.** Так, наиболее крупные в пределах пояса месторождения — литиевые, цезиевые, с бериллием пегматитовые месторождения Афганистана, изученные Л. Н. Россовским и др. [Геология и условия образования..., 1976], — находятся в зоне Индо-Памирского линеамента, в Срединном Нуристано-Бадахшанском (Памиро-Гиндукушском) докембрийском массиве, обрамленном и рассеченном глубинными разломами (рис. 42). С запада массив граничит с Северо-Памирской герцинской

складчатой зоной, с востока и юга — с Белуджистан-Гималайском герцинской складчатой зоной, переработанной альпийской складчатостью. Сам же массив располагается в Кара-Корум-Южнопамирской киммерийско-альпийской складчатой системе.

Массив состоит из двух частей: северной архейской (Бадахшанский срединный массив) и южной нижнепротерозойской (Нуристанский срединный массив). Бадахшанский массив сложен гнейсами, гранито-гнейсами, различными кристаллическими сланцами, кальцифирами, Нуристанский — гнейсами и кристаллическими сланцами. Массивы разделяются глубинным разломом, дугообразно изогнутым к северу и частично совпадающим с долиной р. Пяндж. На архейско-нижнепротерозойский фундамент наложены узкие шовные троговые прогибы (грабен-синклинали) субмеридионального простирания. Они выполнены пермо-триасовыми терригенными отложениями мощностью 8—10 км: гранатовыми, слюдяно-гранатовыми сланцами, кварцитами, андалузитовыми, андалузит-кордиеритовыми сланцами и подчиненными им известняками.

Отложения в трогах лежат полого, почти горизонтально; местами наблюдается лишь приразломная и магматогенная складчатость, обусловленная вертикальными движениями по разломам, ограничивающим и осложняющим грабены-троги, и куполовидным воздыманием осадков под давлением внедрившихся магматических масс.

Все осадочно-метаморфические породы прорваны нижнемиловыми габбро-норитами и габбро-диоритами (комплекс пилау) и мел-палеогеновыми гранитами (граниты Лагман), сопровождающимися редкометальными пегматитами со сподуменом, поллуцитом, лепидолитом и другими редкометальными минералами. Граниты образуют межформационные лакколлиты, залегающие на докембрийском фундаменте днищ трогов, приподнимающая отложения трогового комплекса и образуя в них массу послойных апофиз и силлов. Кроме лакколлитов наблюдаются и другие по форме массивы: акмолиты, мелкие штоки и др.

Пегматитовые поля, связанные с этими гранитами, комплексные: в них встречаются безрудные, шерл-мусковитовые с бериллом, сподумен-альбитовые и поллуцит-петалитовые пегматиты с драгоценными камнями (кунцит, полихромный турмалин и др.).

Редкометальные пегматиты располагаются в наибольшем удалении от массивов материнских гранитов как по вертикали, так и по горизонтали, обычно на расстоянии не менее 2,5—3 км; безрудные керамические — в близком экзоконтакте.

Мощные пологозалегающие пегматитовые жилы построены нередко зонально: собственно пегматит слагает верхнюю половину жилы, нижнюю занимают пегматоидный гранит или двуслюдяной гранит, сходный с гранитами материнского массива.

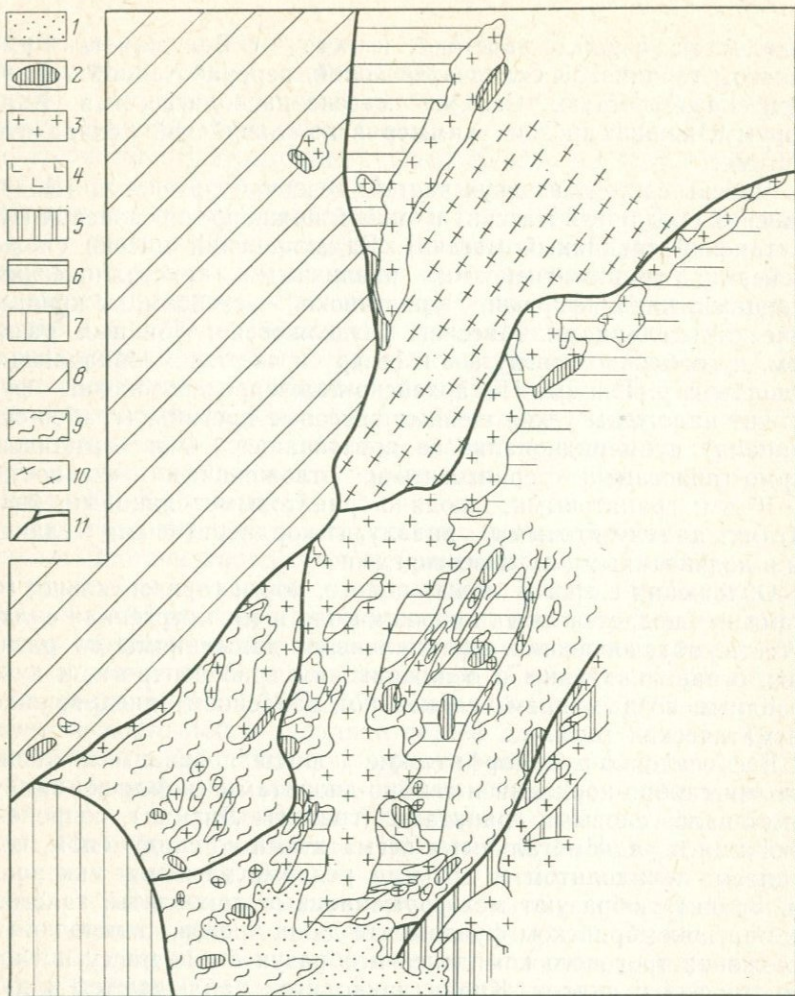


Рис. 42. Размещение полей редкометалльных пегматитов Афганистана. По Л. Н. Россовскому [Геология и условия образования..., 1976].

1 — четвертичные рыхлые осадки; 2 — пегматитовые поля; 3 — пегматитовые граниты — мел-палеогеновые граниты Лагман; 4 — нижнемеловые габбро-нориты, габбро-диориты Пилау; 5 — Кара-Корум-Южнопамирская киммерийско-альпийская складчатая область; 6 — троговый комплекс отложений зоны Вахан; пермо-триасовые гранат-ставролитовые, андалузитовые сланцы, кварциты, подчиненные прослои известняков; 7 — Белуджистан-Гималайский герцинский складчатый пояс с наложенной альпийской геосинклиналью; 8 — Северо-Памирская герцинская складчатая зона; 9 — Нуристанский срединный массив (нижний протерозой); 10 — Бадахшанский срединный массив (архей); 11 — разрывы, разделяющие складчатые системы

Наиболее крупное пегматитовое поле Парунское. Кроме того, в пределах рассматриваемого региона известны Сурхрудское, Дарайнурское, Чавкинское, Дарайпичинское, Кантивайское и др., обособляющиеся в Бадахшанский, Гиндукушский и Ну-

ристанский пегматитовые пояса [Геология и условия образования..., 1976]. Абсолютный возраст гранитов и пегматитов 112 млн. лет. Редкометалльные пегматитовые месторождения Афганистана относятся к числу крупных литиевых месторождений: в них заключено 2,7 млн. т двуокиси лития [Солодов Н. А., 1977], что составляет около одной пятой всех запасов лития в пегматитах капиталистических стран.

**Памир.** Пространственное положение пегматитов в советском Памире такое же, как и в Афганистане, но отчетливее выражена их приуроченность к крупным разломам, ограничивающим троговые («осевые») прогибы [Поля редкометалльных..., 1976; Геология и условия образования..., 1976; и др.].

Кроме пегматитов в советской части Памира известны апогранитные и грейзеновые образования с убогой редкометалльной минерализацией. Генетически эти проявления связаны с гранитоидами того же мел-палеогенового возраста (абсолютный возраст 168—100 млн. лет: это дживезско-пшартский комплекс трещинных интрузий), также приуроченных к разломам фундамента региона [Геологическое строение СССР, 1968]. На Памире известны мелкие массивы псевдолейцитовых, нефелиновых и щелочных сиенитов, относящихся к кукуртскому щелочно-габброидному верхнепермскому или пермо-триасовому (абсолютный возраст 240 млн. лет) и дункельдыкскому калий-базальтоидному неогеновому (абсолютный возраст 14—21 млн. лет) комплексам (см. рис. 37).

Нефелиновые и щелочные сиениты кукуртского комплекса образуют мелкие (до  $1 \times 0,3$  км<sup>2</sup>) тела, тесно связанные с габбро, пироксенитами, ийолитами, урритами, вплоть до постепенных переходов между ними. Массивы нефелиновых и щелочных сиенитов, ультраосновных и основных пород располагаются вдоль глубинного разлома, отделяющего докембрийский срединный массив герцинид Северного Памира от киммерид Центрального Памира. К этой же зоне приурочены расположенные несколько западнее тела палеогеновых альбититов, развивавшиеся как по осадочно-метаморфическим, так и по интрузивным (по щелочным гранитам Джаланского массива) породам. Массивы псевдолейцитовых сиенитов, эгирин-авгитовых щелочных сиенитов, фергуситов, эсекситов дункельдыкского комплекса размером до 3 км<sup>2</sup> известны в Юго-Восточном Памире, где они располагаются вдоль региональной зоны разрыва, разделяющей киммерийские структуры Центрального и Юго-Восточного Памира. Наиболее крупный из них Дункельдыкский массив.

**В Северо-Западных Гималаях** в массиве Нанча-Парбат известны зоны альбитизации, минерально-геохимически и по возрасту аналогичные памирским.

Редкометалльная минерализация в связи со всеми этими породами неизвестна [Щелочные провинции..., 1974]. Все указан-

ные редкометалльные рудопроявления и магматические породы, с которыми может быть связана редкометалльная минерализация, как и пегматиты Афганистана, тяготеют к Индо-Памирскому линеamentу.

**Кавказ.** К Транскавказскому линеamentу приурочены редкометалльные рудопроявления пегматитового и грейзенового типов Дзирульского срединного массива и массива Главного Кавказского хребта. Пегматиты Главного Кавказского хребта, как и материнские для них граниты, контролируются зонами разрывов и повышенной трещиноватости вмещающих пород и располагаются чаще всего в древних массивах этого линеamenta, в современном эрозионном срезе представляющих собой сочетания горстов и грабенов (горст-антиклиналей и грабен-синклиналей). Пегматиты залегают в экзоконтактах материнских для них двуслюдяных гранитов, в апикальных частях массивов, часто альбитизированных и имеющих пегматоидный облик. В отдельных жилах некоторых полей имеются минералы вольфрама. Такие жилы рассматриваются некоторыми исследователями как промежуточные образования между пегматитами и грейзенами [Поля редкометалльных..., 1976]. Возраст редкометалльных пегматитов Главного Кавказского хребта позднемезозойский.

В редкометалльных пегматитах Дзирульского массива, встречаемых в виде единичных жил среди безрудных пегматитов, в аксессуарных количествах присутствуют берилл, колумбит, монацит, лепидолит, бертрандит, жильбертит и др. Это пегматиты бериллиевого типа [Поля редкометалльных..., 1976]. Пространственное их положение в целом сходно с размещением пегматитов в пределах Главного Кавказа, они того же возраста и связаны с гранитоидами того же магматического комплекса.

На площади Минераловодской перемычки давно и широко известны лакколиты гор Машук, Белой и др. (сложенные субщелочными субвулканическими сиенит-порфирами, гранит-порфирами и другими кислыми породами) — интрузивы, как и пегматитоносные граниты срединных массивов Кавказа, явно трещинного происхождения; в пределах же расположенной севернее и северо-восточнее Скифско-Южнотуранской плиты на поверхности земли магнопровавления отсутствуют, а значит, отсутствуют и эндогенные рудные месторождения, располагающиеся в ее чехле.

Редкометалльные (поллуцитовые) пегматиты уже сравнительно давно известны на о. Эльба. Из редкометалльных минералов в них присутствуют кроме поллуцита берилл и литиевые слюды; кроме того, в них имеются касситерит, турмалин (в том числе полихромный), цеолиты и др. (месторождение Сперанка и др.). Пространственное их положение точно не установлено [Поля редкометалльных..., 1976].

Многие, особенно крайние восточные, районы Средиземно-морско-Гималайского складчатого пояса еще плохо геологически изучены. Вероятно, поэтому в этих районах редкометальная минерализация пока не обнаружена.

## 5. ВЫВОДЫ

При изучении размещения редкометальных месторождений в целом по складчатым поясам установлены следующие главные особенности их распределения.

1. Во всех случаях, когда пространственное размещение месторождений изучалось специально, устанавливается, что они являются результатом процессов тектоно-магматической активизации, а их пространственное размещение контролируется структурами, возникшими в этап (этапы) такой активизации.

2. Эти структуры представлены, как правило, впадинами — грабенами, возникшими вдоль зон региональных разломов и наиболее отчетливо выраженными в участках ранней стабилизации складчатых поясов и их срединных массивов. Впадины заполнены двумя комплексами отложений молассоидного облика: нижним терригенным, эффузивно-терригенным и верхним терригенным, угленосно-терригенным. Борты впадин представляют собой горстовые поднятия. Размеры впадин различны и, по-видимому, зависят от размеров структур, на которые они накладываются: для крупных срединных массивов и участков ранней консолидации характерны наложенные впадины-грабены сравнительно больших размеров, и наоборот.

3. Системы впадин-грабенов и разделяющих их горстов, контролирующие размещение месторождений, во многих случаях протягиваются на сотни и тысячи километров, соединяясь с такими же впадинами-грабенами смежных складчатых систем (например, грабены Восточного Забайкалья и Дальнего Востока, Восточного Казахстана и Синьцзяна, Восточного Забайкалья и Центральной Монголии и др.), а в некоторых случаях с грабенами рифтовых и палеорифтовых систем древних платформ, объединяясь с последними в единые системы (например, Рейнско-Ливийская система, пересекающая складчатый Средиземноморский пояс, Балтийский щит, герцинскую складчатую систему Европы, западную часть Африканской платформы; рифтовая система — тафрогеосинклинали — западного склона Аппалач, южнее их уходящая на Северо-Американскую платформу, и др.). Те впадины-грабены, которые наследуют остаточные геосинклинальные прогибы и вообще возникают сразу после геосинклинального этапа развития данной складчатой области, морфологически и по остальным признакам неотличимы от межгорных орогенных впадин поздних стадий развития геосинклиналей и поэтому одним исследователями считаются орогенными, а другими относятся к структурам тектоно-магмати-

ческой активизации (впадины Дальнего Востока СССР, Юго-Восточной Азии и др.).

4. Месторождения располагаются как в самих впадинах, так и в их бортах. Особенно характерны они для горстов второго и более мелких порядков, осложняющих внутреннее строение впадин. В пределах этих структур месторождения тяготеют к разломам, их ограничивающим и осложняющим; к разломам, продолжающим эти структуры после их замыкания; к участкам пересечения разломов, их формирующих, поперечными разломами.

5. В более древних — каледонских — складчатых поясах преобладают редкометальные месторождения пегматитового, щелочно-гранитового, нефелин-сиенитового, полевошпат-метасоматитового типов; в молодых (области мезозойской складчатости) преимущественно распространены грейзеновые, жильно-грейзеновые и гидротермальные месторождения, а также месторождения в литий-фтористых гранитах.

6. При прочих равных условиях наиболее многочисленны и продуктивны редкометальные месторождения в тех структурах активизации, которые наложены на срединные массивы и на микроконтиненты (редкометальные пегматиты Афганистана, редкометальные месторождения Китая); несколько менее продуктивны месторождения в структурах активизации участков ранней консолидации складчатых областей (редкометальные граниты Монголии и др.); наименее продуктивны месторождения, формировавшиеся в зонах активизации, наложенных на остаточные геосинклинальные прогибы, вообще на области поздней стабилизации, т. е. те, которые можно относить как к «активационным», так и к орогенным, точнее посторогенным образованиям (редкометальные граниты Юго-Восточной Азии и др.).

7. По-видимому, масштабы месторождений в общем зависят от размеров вмещающих их региональных структур: в крупных структурах месторождения более крупные. Последнее справедливо не только для редкометально рудоносных структур фанерозойских складчатых областей, но и для всех редкометальных рудных провинций и поясов. Хотя, конечно, в крупных структурах наряду с крупными могут присутствовать и мелкие месторождения. Кроме того, необходимо учитывать, что в отдельных случаях как крупные, так и мелкие потенциально редкометально рудоносные структуры могут вообще пока быть стерильными или почти стерильными в отношении нахождения в них этих месторождений. Таким образом, рассматриваемая особенность имеет лишь самый общий характер: это скорее тенденция, чем аксиома.

Поясним сказанное несколькими конкретными примерами, причем по каждому из главных генетических типов редкометальных месторождений в отдельности. Последнее необходимо

потому, что масштаб месторождений любого элемента, в том числе и редкометалльного, зависит в какой-то степени от их генезиса. Так, самые крупные эндогенные месторождения ниобия карбонатитового типа; наиболее крупные комплексные тантал-ниобий-редкоземельные месторождения располагаются в полевошпатовых метасоматитах; крупнейшие эндогенные литиевые месторождения пегматитовые и т. д. К числу крупнейших месторождений карбонатитового типа относятся, как известно [Геохимия, минералогия..., 1966; Солодов Н. А., 1977; и др.], мезозойские месторождения Чилва, Луэш, Мбея, Мрима, возможно, Каронге в Африке; Ока в Канаде; Тапира, Араша, Якупиранга в Южной Америке. Так, например, запасы ниобиевых руд в месторождении Ока составляют 39 млн. т при среднем содержании 0,3%  $Nb_2O_5$ ; в месторождении Чилва — десятки млн. т при содержании 0,3  $Nb_2O_5$ ; запасы пентаоксида ниобия в месторождении Луэш 255 тыс. т при содержании ее в руде 1,34% и т. д. Примером мелких редкометалльных месторождений карбонатитового типа является месторождение Кайзерштуль.

Месторождения Чилва, Мбея, Луэш, Каронге приурочены к Восточно-Африканской рифтовой системе: Каронге — к рифтообразующему разлому северо-восточного берега оз. Танганьика, Чилва — к грабену Чилва, Луэш — к горсту-перемычке между грабенами Киву и Эдуард, Мбея — к аналогичной перемычке между грабенами Руква, Ньяса и грабенами Рвахско-Киломберской глыбовой зоны [Карбонатиты, 1969]. Рифт оз. Танганьика имеет длину более 1100 км при ширине до 200 км. Грабен Чилва имеет размеры 300×35—40 км, он входит в состав более масштабного грабена Ньяса (900×150—200 км). Цепочка грабенов Киву, Эдуард, Альберт, продолжающих друг друга, и грабен Танганьика имеют общую длину более 700 км при ширине до 100 км. Длина рифта Руква, с юга кулисно примыкающего к Танганьикскому, до 500 км при ширине 60—75 км.

Месторождение Мрима находится в южной части впадины грабена, выполненной отложениями системы Карру. Размер этой части 350×75—80 км. Ее северное продолжение скрыто под отложениями обширной котловины Нижней Таны. Месторождение Ока приурочено к широтному Оттавскому грабену рифтовой системы Св. Лаврентия — Аппалач — Монтереджиан. Размер грабена 500×60 км.

Карбонатитовые месторождения Южной Америки расположены в пределах так называемого свода (горста) Понта-Гроссу, разделяющего громадные впадины Сан-Паулу и Параны и сложенного докембрием. Площадь его многие сотни квадратных километров [Almeida F. F. M., 1972]. Вертикальные масштабы структур, вмещающих перечисленные крупные карбонатитовые месторождения, тоже сравнительно велики: например, относительные превышения бортов над днищами рифтовых долин в

Восточно-Африканской системе 2000 м и более. Размеры же Верхнерейнского грабена, вмещающего месторождение Кайзерштуль, всего  $300 \times 35$ —40 км при глубине от 500 до 700—800 м.

Крупнейшее редкометальное месторождение в нефелиновых и щелочных сиенитах Посус-де-Кальдес находится в пределах свода Понта-Гроссу в Южной Америке.

Месторождения редких элементов в связи с полевошпатовыми метасоматитами впервые обнаружены и изучены в СССР [Апельцин Ф. Р. и др., 1967; Архангельская В. В., 1974; Генетические типы..., 1975; и др.]. Сравним структурное положение относительно более крупного такого месторождения с менее крупным. Оба они нижнепротерозойские. Более крупное приурочено к зоне сопряжения двух разломов, осложняющих внутреннее строение геосинклинального протерозойского трога размером 2—8  $\times$  100 км. Нижнепротерозойские отложения трога лежат полого конседиментационно-синклинально. Месторождение располагается в «устьевой» части трога, открывающегося в обширный, площадью сотни квадратных километров, протоплатформенный прогиб. Меньшее из этих месторождений тоже приурочено к разлому, осложняющему протерозойский геосинклинальный трог, но последний весьма узок и короток (25—20  $\times$  2—4 км) и слепо замкнут.

К числу наиболее крупных месторождений редких элементов в щелочных метасоматически измененных гранитах и их экзоконтактах относятся мезозойские месторождения плато Джос в Африке. Такого же возраста и генезиса месторождение Эшассьер во Франции значительно мельче [Коган Б. И. и др., 1975; Геохимия, минералогия..., 1966]. В «молодых» гранитах плато Джос в среднем 0,005%  $Ta_2O_5$  и 0,02%  $Nb_2O_5$ . Запасы пятиокиси тантала 14 тыс. т, пятиокиси ниобия 100 тыс. т (подсчитаны в 1962 г. А. Кюном). Месторождение Эшассьер бериллиевое с попутными танталом и оловом. Точными сведениями о его запасах мы не располагаем, но оно относится к разряду мелких.

Массивы «молодых» гранитов плато Джос и более северных районов Африки, содержащие промышленные концентрации тантала, ниобия и олова, приурочены к мощной (150—200 км) зоне тектоно-магматической активизации длиной более 1000 км [Шуберт Ю., Фор-Мюре А..., 1973]. Распространение их тесно связано с юрскими вулканами, формировавшимися, по-видимому, только в этой зоне, но сохранившимися лишь в северной части, в опущенных кальдерах ее центра, и отсутствующими на плато Джос. Рудоносные граниты слагают массивы, образующие смыкающиеся друг с другом «рои» и имеющие зонально-кольцевое внутреннее строение и лополито- и лакколитовые формы. Размер таких «роев» от 25  $\times$  10 до 40  $\times$  25—30 км.

Месторождение Эшассьер представлено альбит-лепидолит-топазовыми грейзенами с касситеритом и с минералами танта-

ла и бериллия; оно находится в экзоконтакте массива апогранитов Эшассьер. Массив располагается в одном из горстов рифтовой зоны Центрально-Французского массива, размер которого менее  $250 \times 300$  км, размеры же осложняющих его горстов и грабенов, естественно, меньше.

Уникальные по запасам и содержанию полезных компонентов редкометалльные пегматитовые месторождения — Берник-Лейк в Канаде и Бикита в Южной Африке. Крупные редкометалльные пегматитовые месторождения имеются в Афганистане, Южной Америке, Западной Австралии и Индии.

Месторождение Берник-Лейк находится в пегматитовом поле Кэт-Лейк-Виннипег-Ривер, включающем еще около 20 месторождений. Поле приурочено к архейскому зеленокаменному поясу (сотни километров в длину и около 200 км в ширину), в пределах которого известен еще ряд пегматитовых полей, тоже архейского возраста. Поле Кэт-Лейк-Виннипег-Ривер располагается в том участке пояса, который прорван массивами материнских для пегматитов гранитов и представляет собой конседиментационную синклинали, вытянутую широтно (размер примерно  $100-60 \times 20-25$  км) (см. рис. 5). В месторождении сосредоточено около половины запасов цезия капиталистических стран: 272 тыс. т руды при содержании окиси цезия 20% и 42 тыс. т при содержании ее 6,6%. Кроме того, оно содержит 5,7 млн. т руд лития со средним содержанием LiO 2,29% и 97,7 тыс. т со средним содержанием ее 2,24%; около 1 млн. т руд бериллия с содержанием BeO 0,22% и 1,9 млн. т танталовых руд с содержанием  $Ta_2O_5$  0,23% [Поля редкометалльных..., 1976].

Пегматитовые месторождения редких элементов Западной Австралии (Стрелли. Табба-Табба, Воджина и др.) располагаются внутри зеленокаменных архейских поясов, размеры которых колеблются в пределах  $1000-1300 \times 100-250$  км, а в отдельных случаях и более (см. рис. 7). Такого же порядка размеры зеленокаменных архейских поясов Родезии в Африке, один из которых вмещает месторождение Бикита [Докембрий континентов, 1976].

Соотношение размеров структур, вмещающих крупные и мелкие месторождения, хорошо иллюстрируется на примере пегматитовых месторождений Афганистана, пространственно приуроченных к пермо-триасовым грабен-синклиналям, которые наложены на Нуристанский докембрийский срединный массив. Размеры грабен-синклиналей от  $300-400 \times 30-40$  до  $60-65 \times 6-7$  км (см. рис. 42). Крупные месторождения, например Парунское, располагаются в крупных грабен-синклиналях (размером  $300-350 \times 30-40$  км), мелкие, например Пажграмское, в мелких ( $75-80 \times 8-10$  км).

На рис. 20 показан небольшой геосинклиальный трог размером  $50-60 \times 4-12$  км. В числе его пегматитов известно пег-

матитовое поле, включающее мелкое месторождение редких элементов, крупные же месторождения отсутствуют.

Не сравнивая структуры, вмещающие редкометалльные месторождения в литий-фтористых гранитах, скарнах и грейзеновых и кварцево-грейзеновых образованиях, поскольку эти месторождения в целом или не имеют пока промышленного значения или в общем балансе редкометалльных руд оно невелико [Овчинников Л. Н., Солодов Н. А., 1975; Солодов Н. А., 1976], остановимся на структурах, вмещающих гидротермальные редкометалльные месторождения.

Эти месторождения заключают около 17% всех мировых (без СССР) запасов бериллия и почти половину всех запасов редких земель [Коган Б. И. и др., 1975; Овчинников Л. Н., Солодов Н. А., 1975]. Так, запасы руд месторождения Агуачилле только по одному участку составляют 870 тыс. т при содержании  $\text{BeO}$  0,3%; месторождения Томас-Рейндж 3,5 млн. т бериллиевых руд при среднем содержании  $\text{BeO}$  0,7—0,6%; месторождения Маунтин-Пасс 25 млн. т руды при содержании  $\text{TR}_2\text{O}_3$  5—10% и 100 млн. т прогнозных запасов руд при содержании  $\text{TR}_2\text{O}_3$  5% и т. д.

Крупные гидротермальные редкометалльные месторождения располагаются в более крупных структурах, чем мелкие. Так, крупные кайнозойские бериллиевые месторождения Агуачилле и Томас-Рейндж приурочены к грабенам, составляющим рифтовую систему Рио-Гранде — восточное обрамление плато Колорадо. Размер грабенов 250—300×35—50 км. Они продолжают друг друга и другие грабены этой системы, общая длина которой более 1000 км, а вертикальное смещение днищ ее грабенов относительно вершин обрамляющих грабены горстов 6 км и местами более [Система рифтов..., 1970].

Размеры и особенности региональной структуры, с формированием которой было связано образование крупнейшего позднедокембрийского редкоземельного месторождения Маунтин-Пасс, установить невозможно, так как оно находится в небольшом (30×8 км) горсте докембрия, представляющем «плечо» одного из грабенов кайнозойской рифтовой системы Провинции Бассейнов и Хребтов. Таким образом, хотя оно и связано пространственно с этой системой, данная связь не является парагенетической. Можно, правда, предположить, что поскольку в позднем докембрии под современной рифтовой системой, обрамляющей плато Колорадо, может быть, существовала рифтоподобная структура, то с ее формированием и развитием и следует связывать появление месторождения. Однако для такого предположения пока нет доказательств.

Крупное редкоземельное месторождение Бойан-Обо в КНР находится в протерозойском трогге размером в сотни квадратных километров, наложенном на архейское основание. Месторождение располагается в осложняющем трог широтном грабене

длиной до 16 км, а шириной 1,5 км. [Геохимия, минералогия..., 1966].

Мелкие гидротермальные редкометальные месторождения известны в Западной Европе (Бастнез в Швеции и др.), США и в других районах и во всех случаях приурочены к разломам зон активизации [Геохимия, минералогия..., 1966]. Размеры вмещающих их структур сравнительно невелики: десятки километров по простиранию, до десятка километров в ширину [Редкоземельные элементы..., 1959; Генетические типы..., 1975].

Если и далее сравнивать размеры региональных (I порядка) структур, вмещающих крупные и мелкие редкометальные месторождения (точнее — рудные поля, узлы и районы, в которых данные месторождения обнаружены), то эти структуры в большинстве случаев тоже оказываются различающимися примерно на порядок: сотни километров против десятков — единиц километров. Сказанное не относится к структурам рудных полей, узлов и районов, которые для редкометальных месторождений разных масштабов в общем не различаются [Геохимия, минералогия..., 1966; Генетические типы..., 1975; и др.].

РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ ПРОВИНЦИИ И ПОЯСА  
И ГЛАВНЫЕ ЭПОХИ  
РЕДКОМЕТАЛЬНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

---

---

Размещение редкометальных месторождений (рис. 43), а также материнских для них и потенциально редкометально рудоносных магматических (и метасоматических) пород на геологической карте мира характеризуется следующими основными особенностями:

1. Подавляющее число редкометальных месторождений, причем наиболее крупных, размещается на древних платформах и в микроконтинентах складчатых областей, но главным образом в первых.

2. Редкометальные месторождения, а также материнские для них и потенциально редкометально рудоносные породы группируются в более или менее крупные, представленные генетически разнотипными и разновозрастными месторождениями (породами), разновозрастные полигенетические провинции. Время формирования массивов того или иного комплекса и связанных с ним месторождений по простиранию провинции может несколько омолаживаться или одревеняться [Кузнецов Ю. А., 1964; Главнейшие провинции..., 1974; и др.].

3. Провинции, в свою очередь, большей частью объединяются в еще более крупные и протяженные редкометальные рудные пояса, имеющие преимущественно субмеридиональные простирания в Африке, Австралии, Америке, Европе и преимущественно субширотные простирания в Азии, особенно в Восточной.

4. Редкометальные рудные пояса имеют сквозьструктурный и в отдельных случаях сквозьконтинентальный характер.

5. В тектоническом отношении редкометальные рудные пояса совпадают с рифтовыми и палеорифтовыми системами, которые тоже имеют сквозьструктурный и сквозьконтинентальный характер. В Азии, где рифтовые системы, кроме Байкальской, пока неизвестны, редкометальные рудные пояса совпадают с протяженными системами наложенных (эпиорогенных и эпиплатформенных) впадин-грабен — структурами тектоно-магматической активизации — и лишь один из поясов — с Байкальской рифтовой системой.

6. В редкометальных рудных поясах и провинциях присутствуют эндогенные месторождения некоторых других элемен-

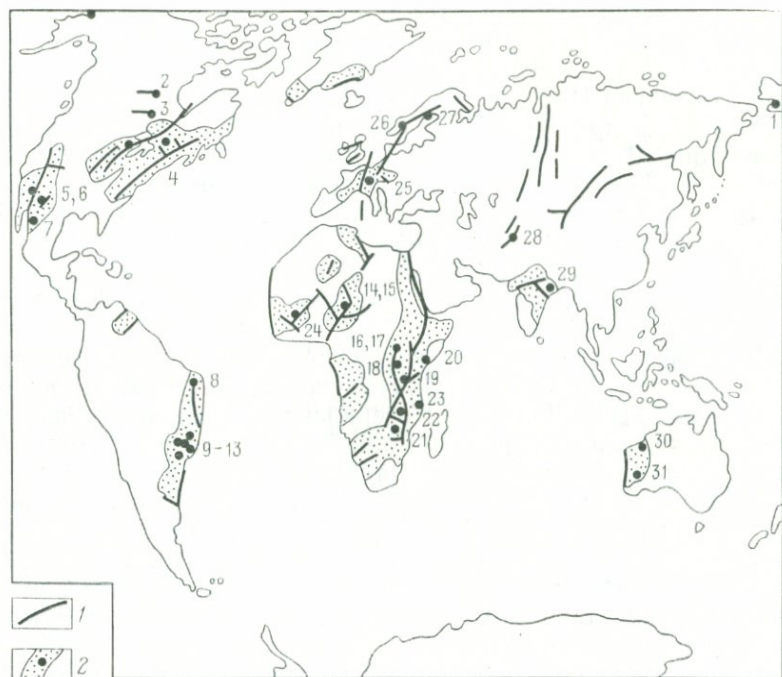


Рис. 43. Главнейшие зарубежные редкометалльные провинции, рифтовые и палеорифтовые системы.

1 — континентальные рифтовые системы; 2 — главнейшие зарубежные редкометалльные провинции и крупнейшие месторождения: Аляскинская: 1 — Лост-Ривер; Канадская: 2 — Пеллоунаф, 3 — Берник-Лейк; Аппалачская, Гренландская: 4 — Ока; Арканзас-Мексиканская: 5 — Маунтин-Пасс, 6 — Томас-Рейндж, 7 — Агуачилле; Бразильская: 8 — района Борборема, 9 — Араша, 10 — р-на Минас-Жерайс, 11 — Боа-Виста, 12 — Сан-Жуан-дель-Рей, 13 — Посус-де-Кальдес. Малийская: 24 — Бугуни; Ливийско-Нигерийская: 14 — Каффо, 15 — Джос; Южно-Родезийская: 21 — Бикита; Восточно-Африканская: 16 — Луеш, 17 — Бинго, 18 — Сев. Лугулу, 19 — Мрима, 20 — Мбея, 22 — Чилва, 23 — Найпа-Муйане; Рейнская: 25 — Кайзерштуль (мелкос); Финно-Скандская: 26 — Феи и 27 — Альне (мелкие); Памиро-Афганская: 28 — пегматитовые месторождения Афганистана; Бихарская: 29 — месторождения Бихарского пегматитового пояса; Пилбарская, Йилгарнская: 31 — месторождения района Кулгарди, 30 — Табба-Табба, Воджина

тов: меди и никеля; олова и вольфрама; ртути, фтора (флюорит), железных и алюминиевых руд; золота и серебра, а также месторождения каменного угля, нефти и газа.

Рассмотрим эти особенности более подробно. Преимущественная приуроченность редкометалльных месторождений к платформам, а затем к микроконтинентам (см. рис. 1) весьма отчетлива и дополнительных объяснений не требует. Вероятные причины такой приуроченности будут рассмотрены ниже.

Генетическая связь редкометалльных месторождений с определенными магматическими и метасоматическими комплексами, существование провинций преимущественного распространения таких комплексов и совпадающих с ними редкометалльных провинций тоже особых доказательств не требуют. Такие провин-

ции охарактеризованы в ряде монографий и статей [Колотухина С. Е. и др., 1964, 1974, 1977; Геология месторождений редких элементов..., 1968; Геология и экономика месторождений..., 1975; Магакьян И. Г., 1974; Смирнов В. И., 1976; Щеглов А. Д., 1968, 1971; и др.]. Наиболее крупные и известные зарубежные провинции: Рудногорская в Западной Европе; Ливийская, Нигерийская, Южнородезийская, Восточно-Африканская в Африке; Бразильская, Гвианская в Южной Америке; Восточно-Канадско-Аппалачская, Аляскинская, Канадская, Арканзас-Мексиканская в Северной Америке; Пилбарская, Йилгарнская в Австралии; Афганистанская (Гиндукушская), Южно-Китайская, Алтае-Монгольская в Азии.

Редкометалльные месторождения Африки сконцентрированы в два главных субмеридиональных пояса: западный и восточный. Западный (Ливийско-Нигерийский) включает провинцию нижнепротерозойских редкометалльных пегматитов Мали (Бугуни) и сопредельных районов Западной Африки; верхнепалеозойских щелочных гранитов плато Джос и позднедокембрийско-нижнепалеозойских гранитов Таурирт, Аир, Тибести, с которыми связываются грейзеновые и пегматитовые редкометалльные рудопроявления, а также редкометалльные месторождения Габона и Анголы. Восточный пояс (Восточно-Африканский) включает архейские редкометалльные пегматиты Южной Африки; протерозойские пегматиты кибарид; позднедокембрийско-нижнепалеозойские редкометалльные пегматиты и литий-фтористые граниты Мозамбика и сопредельных районов Восточной Африки и Сомали; щелочные граниты АРЕ; кайнозойские и мезокайнозойские редкометалльные карбонатиты мезокайнозойского Восточно-Африканского рифтового пояса и более древние.

Наиболее крупные редкометалльные месторождения западного пояса: Джос-Букуру — оловянно-тантал-ниобиевое в связи со щелочными гранитами; литиевые пегматиты района Бугуни; Каффо — ниобиевое и урановое. Крупнейшие месторождения восточного пояса: Луэш и Бинго — ниобий-тантал-фосфорные в связи с карбонатитами; Мрима, Мбея — ниобиевые с редкими землями, тоже в связи с карбонатитами; Чилва — тантал-ниобиевое карбонатитовое; Бикита, Солсбери, Камативи, Лугулу, Найпа, Муяне, Кобо-Кобо — пегматитовые, комплексные тантал-ниобий-бериллий-литиевые с оловом (Найпа, Муяне, Лугулу) и литий-бериллий-цезий-танталовые (Бикита, Солсбери).

Кроме того, значительно менее протяженный пояс редкометалльных месторождений (скорее провинция) в Юго-Западной Африке представлен редкометалльными пегматитовыми месторождениями Омаруру, Карибид, Донкерхук, Вармсбад, Миттел-Пост и др. Этот пояс скорее всего является частью Ливийско-Нигерийского пояса.

Ливийско-Нигерийский пояс редкометалльных месторождений и редкометалльная провинция Юго-Западной Африки по многим

данным (единые возраст и генетический тип месторождений; идентичные материнские породы редкометалльных месторождений и сходство их структурного положения и др.) представляют собой продолжение субмеридионального Восточно-Бразильского пояса и Гвианской провинции редкометалльных месторождений. При реконструкции Гондваны оба пояса совпадают [Колотухина С. Е. и др., 1964; Геология месторождений редких элементов..., 1968; Магакьян И. Г., 1971; и др.].

Восточно-Бразильский пояс включает позднедокембрийские редкометалльные пегматиты, верхнепалеозойско-мезозойские редкометалльные месторождения в связи с карбонатитами и нефелиновыми и щелочными сиенитами, того же возраста редкометалльные щелочные граниты. Наиболее крупные месторождения пояса: комплексные редкометалльные пегматитовые месторождения плато Борборема (бериллий-тантал-литиевые), бериллиевые пегматитовые же месторождения района Северный Минас-Жерайс и тантал-оловянно-литиевые пегматитовые месторождения Сан-Жуан-Дел-Рей; затем бериллиевое гидротермальное месторождение Боа-Висту, карбонатитовое месторождение Араша (ниобий-тантал-торий-редкоземельное) и цирконий-урановое месторождение Посус-де-Кальдес в связи с нефелиновыми и щелочными сиенитами.

Редкометалльные месторождения Гвианского щита представлены пока исключительно пегматитовым типом. Пегматиты верхнеархейского или, может быть, нижнепротерозойского возраста вполне аналогичны пегматитам Республики Мали и смежных с ней регионов.

Редкометалльные месторождения Южной Америки и Африки в пределах выделенных поясов распределены не равномерно, а сконцентрированы в отдельные узлы — редкометалльные провинции. В Южной Америке это Восточно-Бразильская провинция, провинции Северо-Восточной Бразилии (штат Баия) и Гвианская, в Ливийско-Нигерийском поясе Африки — Ливийская и Нигерийская, в Восточно-Африканском поясе — Трансваальская, Южно-Родезийская, Восточно-Африканская, Северо-Восточная (Сомали, АРЕ). Несколько особняком стоит Мадагаскарская провинция.

Во всех провинциях присутствуют разновозрастные и разные по генетическому типу редкометалльные месторождения: позднедокембрийско-нижнепалеозойские грейзеновые и пегматитовые и верхнепалеозойско-мезозойские щелочно-гранитовые (Нигерийская провинция), позднедокембрийские пегматитовые и верхнепалеозойско-мезозойские карбонатитовые и нефелин-сиенитовые (Восточно-Бразильская), позднедокембрийско-нижнепалеозойские пегматитовые, протерозойские пегматитовые, грейзеновые и в литий-фтористых гранитах позднедокембрийско-нижнепалеозойские и, наконец, мезо-кайнозойские карбонатитовые (Восточно-Африканская) и т. д. Лишь Гвианская про-

винция представлена пока только верхнеархейскими пегматитами.

Формирование всех редкометальных месторождений Африки и Южной Америки падает на пять периодов геологической истории: верхнеархейский, нижнепротерозойский, позднедокембрийско-нижнепалеозойский, верхнепалеозойско-мезозойский и позднемезозойско-кайнозойский, из них два докембрийских и три фанерозойских.

Весьма характерно, что редкометальные провинции и Африки, и Южной Америки пространственно совпадают с провинциями развития месторождений некоторых других рудных элементов, причем последние часто размещаются в тех же тектонических структурах, что и редкометальные месторождения.

Так, Гвианская, Ливийская, Восточно-Бразильская редкометальные провинции совпадают с железорудными провинциями, месторождения которых представлены докембрийскими железистыми кварцитами. Последние образуют более или менее мощные горизонты в составе отложений троговых комплексов. Это мирового значения месторождения «железорудного четырехугольника» в Восточной Бразилии (Итабира и др.), железистые кварциты Западной Африки (в Либерии, Сьерра-Леоне, Гвинее) и Гвианы. В пределах Нигерийской провинции известны оловяно-вольфрамовые месторождения Ахаггара и крупное баритфлюоритовое месторождение Хаммам-Зриба в Тунисе, приуроченное к зоне глубинного меридионального разлома, прослеживающегося из района месторождения в Ахаггар.

В пределах Восточно-Африканского редкометального пояса известны кроме редкометальных месторождения алмазов (Кимберли-Коффонтейн и др.), железа, меди, платины, никеля, а также олова, золота, цинка и свинца в связи с Бушвельдским лополитом; медное карбонатитовое месторождение Палабора; медное месторождение Банкрофт; группа хромитовых месторождений Великой дайки Родезии; золотые месторождения Витватерсранд, Одендалсрют, Шамва; флюоритовое месторождение Потхитерсрюс и др.

М. А. Фаворская с соавторами считает даже, что «... в пределах восточной части Африки южнее 16° ю. ш. ... установлен ряд протяженных сквозных тектонических линеаментов, образующих меридиональный пояс, к которому приурочено подавляющее большинство архейских и протерозойских месторождений полезных ископаемых Южной Родезии и Трансвааля, независимо от их типа» [Глобальные закономерности..., 1974, с. 146].

Ливийско-Нигерийский (Ливийско-Нигерийско-Бразильский) пояс редкометальных месторождений к северу продолжается через Средиземное море в Западную Европу, где представлен редкометальными месторождениями Центрального плато Франции, Рейнского грабена — рифта, а далее к северу — карбонатитовыми, нефелин-сиенитовыми, щелочно-гранитовыми и пегма-

титовыми редкометальными месторождениями Балтийского щита [Кухаренко А. А., 1967]. Крупных редкометальных месторождений в пределах Западно-Европейского сегмента пояса нет. Мелкие и средние по масштабам редкометальные месторождения представлены бериллиевым месторождением Эшассьер, ниобиевым месторождением Кайзерштуль, месторождениями Фён и Альнё карбонатитового генезиса на Балтийском щите и пегматитами. Как и в остальной части пояса, в Западно-Европейском сегменте формирование редкометальных месторождений имело место в несколько периодов его геологического развития. Так, редкометальные карбонатитовые комплексы Балтийского щита позднекембрийско-нижнепалеозойские, редкометальные пегматиты — протерозойские, карбонатиты месторождения Кайзерштуль кайнозойские, а щелочные литий-фтористые граниты месторождения Эшассьер и других редкометальных рудопроявлений Центрально-Французского плато (Монтебро и др.) — верхнепалеозойско-нижнемезозойские. Кроме того, в пределах этого же пояса известны докембрийские редкометальные щелочные граниты (на Кольском плуострове и в Швеции).

Таким образом, периоды формирования редкометальных месторождений на всем протяжении пояса одинаковы: верхнеархейский (пегматиты Гвианы), нижнепротерозойский (пегматиты Мали и Балтийского щита), позднедокембрийско-нижнепалеозойский (щелочные граниты Балтийского щита), верхнепалеозойско-мезозойский (литий-фтористые апограниты и грейзены Франции) и позднемезозойско-кайнозойский (Кайзерштуль).

Примечательно, что время формирования редкометальных месторождений (и рудоносных магматических комплексов) одного какого-либо периода по простиранию пояса несколько изменяется. В частности, время формирования позднедокембрийско-нижнепалеозойских массивов ультраосновных-щелочных пород с карбонатитами, развитых в пределах Балтийского щита, в общем несколько одревняется по простиранию пояса с севера на юг и с востока на запад. Так, возраст пород массивов: Турий Мыс 380—340, Лёсной Вараки, Африканды и Озерного 375—400, Ковдорского 590—400, Альнё 560 и Фён 565—590 млн. лет [Главнейшие провинции..., 1974; Кононова В. А., 1976; и др.].

В пределах Западно-Европейского сегмента Ливийско-Нигерийско-Восточно-Бразильского редкометального пояса кроме редкометальных известны также месторождения свинцово-цинковые (Мегген, Мехерних, Раммельсберг), баритовые (Бад, Лаутенбург; Бельгия), флюоритовые (Морван, Ланжак; Жероны и Сардинии), цинково-серебряные рудопроявления в бортах грабена Осло, а также медно-никелевые докембрийские месторождения Мончегорской группы. Последние относятся, как известно, к ликвационному типу сульфидных медно-никелевых месторождений, генетически связанному с расслоенными (стратифицированными) массивами ультраосновных и основных по-

род лополитообразной и лакколитовой, реже силлообразной формы.

Формирование верхнепалеозойско-мезозойских и кайнозойских редкометальных месторождений Ливийско-Нигерийского редкометального пояса и его южного (Восточно-Бразильского) и северного (Западно-Европейского) продолжений, как считают теперь все изучавшие их пространственное размещение исследователи, связывается с возникновением и развитием специфических тектонических структур: Рейнско-Ливийского рифтового пояса и совпадающего с этим поясом меридионального рудоконцентрирующего линеймента оз. Мьеса (севернее г. Осло) — Средиземное море — североафриканский «Танзертфуртский коридор», по М. А. Фаворской и ее соавторам [Глобальные закономерности..., 1974]. Ранее эта же структура выделялась В. Е. Хаиным как Ливийско-Нигерийский подвижной пояс [1971], а ее северное продолжение — Рейнский сегмент — Г. Штилле именовал «областью Рейнского орогенеза» и протягивал от оз. Мьеса на севере почти до Средиземного моря на юге.

Как указывалось, Рейнско-Ливийский рифтовый пояс в современном выражении — кайнозойская структура, но она унаследовала многие грабены верхнепалеозойско-мезозойской рифтовой системы, находившейся примерно на той же площади, в частности, грабены бассейна нижнего течения р. Нигер (грабен Бенуэ и др.), верхнепалеозойско-мезозойскую впадину Рейна (в какой-то мере) и др.

Формирование редкометальных месторождений Центрального плато Франции, плато Джос в Западной Африке и других редкометальных месторождений в щелочных гранитах этого региона, месторождения Кайзерштуль, как было показано выше, пространственно и генетически связано с образованием и развитием верхнепалеозойско-мезозойских и унаследовавших их кайнозойских грабенов и горстов Рейнско-Ливийского рифтового пояса.

Верхнепалеозойско-мезозойские редкометальные месторождения Восточной Бразилии генетически и пространственно связаны с формированием и развитием верхнепалеозойско-мезозойской палеорифтовой системы, существовавшей в приатлантической части Бразилии (грабен Баня и более мелкие грабены прибрежных районов Восточной Бразилии), а также у ее берегов в районе Атлантического шельфа и нарастившей собой мезо-палеозойские рифты нижнего течения р. Нигер [Шуберт Ю., Фор-Мюре А., 1973; Almeida F. F., M., 1972; Милановский Е. Е., 1976].

Редкометальные щелочные комплексы Восточной Бразилии и щелочные редкометальные граниты плато Джос и других районов Западной Африки размещаются чаще не в рифтах, а в осложняющих и обрамляющих рифты горстовых поднятиях:

горст плато Джос, образующий северное «плечо» грабена Бенуэ; горст (свод) Понту-Гросса, разделяющий впадины-грабены Параны и Сан-Паулу, и др.

Формирование позднедокембрийско-нижнепалеозойских редкометалльных месторождений этого пояса пространственно и генетически связано с образованием и развитием региональной тектонической структуры, которую большинство исследователей (Ю. Шуберт, А. Фор-Мюре, В. Е. Хаин, С. Е. Колотухина и др.) относят к зонам рифейской активизации, а некоторые (Almeida F. F. M. и др.) считают рифтоподобной структурой — системой рифейских троговых прогибов и обрамляющих их горстов.

Образование нижнепротерозойских (и архейских? гвианских)<sup>1</sup> редкометалльных месторождений данного пояса все исследователи пространственно и генетически связывают с формированием и развитием нижнепротерозойских геосинклинальных трогов.

Геосинклинальные трогии нижнепротерозойского возраста (в Гвиане верхнеархейского, но, возможно, как указывалось, они тоже окажутся нижнепротерозойскими) всюду хорошо сохранились, а рифейские менее отчетливы [Шуберт Ю., Фор-Мюре А., 1973; и др.]. А. Ф. Грачев и В. С. Федоровский [1970], изучавшие геосинклинальные трогии Сибирской платформы, пришли к выводу о единой тектонической природе этих трогов с авлакогенами и современными рифтами, что и нам представляется отвечающим действительности [Архангельская В. В., 1975]. Поэтому вмещающие редкометалльные пегматиты протерозойские и рифейские трогии востока Южной Америки и западной части Африки мы рассматриваем как рифтоподобные структуры, хотя и учитываем дискуссионность такого представления.

Симптоматично, что все они располагаются примерно на месте современной и верхнепалеозойско-мезозойской рифтовых систем: гребен Баия и другие мезозойские грабены Восточной Бразилии — на площади развития позднедокембрийских троговых прогибов [Almeida F. F. M., 1972]; грабены и горсты Рейнско-Ливийского рифтового пояса — на площади рифейской зоны активизации, которую некоторые исследователи относят к рифтоподобным структурам; в Габоне и Анголе грабены верхнепалеозойско-мезозойской и кайнозойской рифтовых систем тоже наследуют рифейские трогии [Шуберт Ю., Фор-Мюре А., 1973]. Конечно, полное отождествление нижнепротерозойских геосинклинальных трогов с рифтовыми системами вряд ли отвечает действительности, но подчеркнуть черты сходства обоих типов структур в металлогеническом отношении мы считаем необходимым.

<sup>1</sup> Архейские пегматиты Гвианы, возможно нижнепротерозойские, в составе пояса рассматриваются условно; С. Е. Колотухина [1977] относит их к самостоятельной Гвианской редкометалльной провинции.

Что касается рифейских троговых прогибов, с формированием которых, по-видимому, пространственно и генетически связано образование редкометальных пегматитов Западной Африки и Бразилии, то изучены они пока недостаточно и сходство их с рифтоподобными структурами отмечают лишь отдельные ученые. Зато связь данных месторождений с зонами рифейской активизации постулируется большинством исследователей.

Северная оконечность Рейнско-Ливийско-Восточно-Бразильского редкометального пояса, представленная почти исключительно протерозойскими (среднепротерозойскими, рифейско-палеозойскими) редкометальными месторождениями, в тектоническом отношении является системой изолированных верхнепалеозойских (Кольский, Осло) грабенов, унаследовавших отдельные протерозойские грабенообразные прогибы, размеры которых более внушительны. Те и другие типично троговые: это узкие шовные депрессии, ограниченные разломами и выполненными мощными эффузивно-терригенными образованиями, складчатыми лишь в приразломных участках, с силлами и расчлененными лополитами ультраосновных-основных пород, силлами и лополитами гранитов. Геофизически они характеризуются высоким стоянием поверхности Мохоровичича и более или менее интенсивными магнитными аномалиями.

Редкометальные месторождения Западной Европы редкометально рудоносные магматические комплексы Кольского полуострова (карбонатитовые, нефелин-сиенитовые, щелочно-гранитовые, пегматитовые) располагаются, как показано выше, лишь в этих трогах, в горстах, их разграничивающих, и в формирующих и продолжающих эти структуры по простиранию региональных разломах. Все эти структуры сходны с рифтовыми и могут рассматриваться как северное продолжение древней Рейнско-Ливийской рифтовой системы [Кухаренко А. А., 1967].

Интересно, что на продолжении Рейнско-Ливийского редкометального пояса в Северном море в грабенах — впадинах, относящихся, как считают [Милановский Е. Е., 1976], к Рейнско-Ливийской рифтовой системе, обнаружены месторождения соли, нефти и газа; некоторые из этих месторождений в настоящее время разрабатываются.

Другие редкометальные провинции Западной Европы — Рудногорская и Испанской Месеты. Рудногорская провинция представлена месторождениями Циновец, Альтенбург, Циннвальд — оловянно-вольфрамовыми, но с литиевыми слюдами и бериллом, а также ниобий-тантал-циркониевыми рудопроявлениями северо-восточного борта Богемского срединного массива, генетически связанными с эссекитами и карбонатитами. В тектоническом отношении она является восточным ответвлением Рейнско-Ливийского рифтового пояса [Кореску, 1974], существовавшим в качестве такового не только в кайнозой, когда сформировались редкометальные рудопроявления в карбонатитах и эссек-

ситах, но и в пермо-триасе, в период возникновения остальных этих месторождений. Редкометальные месторождения Испанской Месеты (Мангульде и др.) приурочены к западной ветви выделенной М. А. Фаворской с соавторами [Глобальные закономерности..., 1974] сквозной меридиональной рудоконцентрирующей структуры, восточная ветвь которой совпадает с нашим Рейнско-Ливийским редкометальным поясом. Эта западная ветвь вслед за Кутиной [Kutina J., 1971] именуется Галисия-Ян-Майенским линеаментом, протягивающимся по территории Иберийского полуострова и далее на север, в Ирландию и подводный хребет Ян-Майен. К этому линеаменту кроме редкометальных тяготеют также весьма крупное ртутное месторождение Альмаден, медные месторождения Рио-Тинту и Тарсис, флюоритовые месторождения Астурии и Пеннинских гор в Англии, свинцово-цинковое месторождение Навак в Ирландии, оловянно-полиметаллические месторождения Корнуэлла в Англии, флюоритовое месторождение Эль-Хаммам и кобальтовое Бу-Аззер в Северо-Западной Африке. Многие месторождения линеамента приурочены к меридиональным разломам, местами весьма крупным и хорошо выраженным морфологически. Например, разлом, к которому приурочено месторождение Наван, ограничивает борт глубоководной впадины [Kutina J., 1971]. Линеамент Галисия-Ян-Майен трактуется как повышено проницаемая для магматических эманаций зона древнего глубинного заложения (рис. 44).

Восточно-Африканский редкометальный пояс совпадает с одноименной рифтовой системой. В отличие от Рейнско-Ливийского пояса он не имеет четко установленных продолжений на других континентах. Правда, как полагают некоторые исследователи, Восточно-Африканская рифтовая система продолжается в виде линеамента Нормада-Сон в Индии (в качестве ее восточной ветви); а Транскавказское поперечное поднятие и систему рифтов Балканского полуострова они рассматривают в качестве западных ветвей этой системы. В таком случае редкометальные месторождения Орисского и Бихарского пегматитовых поясов и карбонатитовые комплексы Индии, приуроченные к этому линеаменту, а также редкометальные рудопроявления Кавказа (а все они, напомним, тяготеют к Транскавказскому линеаменту) и Балканского полуострова можно было бы рассматривать как составляющие Восточно-Африканского редкометального пояса [Роль рифтогенеза..., 1977], но это предположение еще требует дополнительных доказательств.

Кайнозойская Восточно-Африканская рифтовая система развивалась не синхронно на всей ее площади, а наращивалась с севера на юг [Система рифтов..., 1970], причем формирование отдельных грабенов системы началось еще в мелу, т. е. ее можно относить к раннемезозойско-кайнозойским образованиям. Грабены этой системы в какой-то мере унаследовали грабены

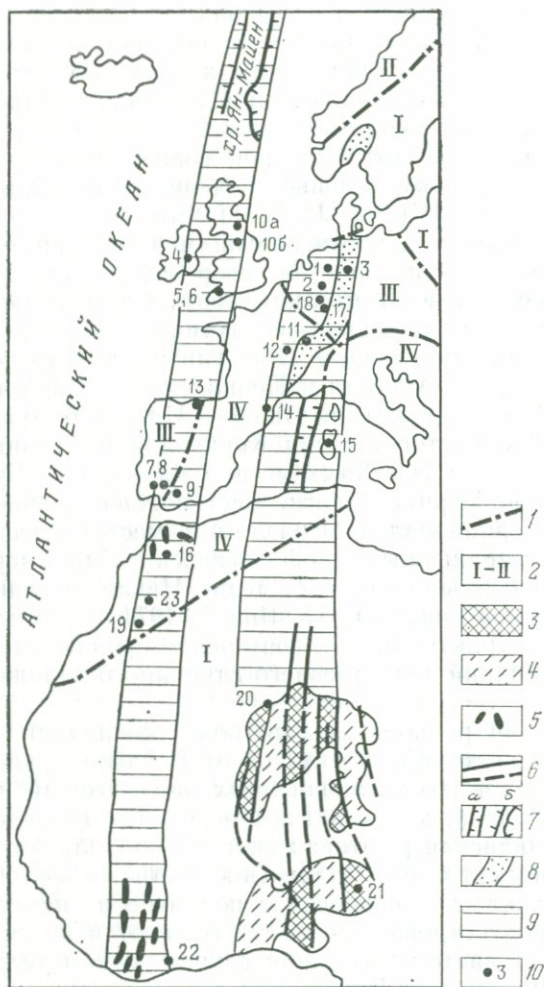


Рис. 44. Линеаменты Западной Европы и Западной Африки и их месторождения. По М. А. Фаворской и др. [Глобальные закономерности..., 1974].

1 — границы структурных зон; 2 — структурно-фациальные зоны: I — докембрийские, II — каледонииды, III — герциниды, IV — альпиды; 3 — выступы раннедокембрийского основания; 4 — познедокембрийские образования; 5 — простираение складчатости; 6 — разломы; 7 — а — Лигурийско-Средиземноморский грабен; 6 — горст хр. Ян-Майен; 8 — зона Рейнского орогенеза Штилле; 9 — ветви рудокопцентирующей структуры (линеамента); 10 — различные крупные рудные узлы и месторождения, в том числе редкометалльные; 19 — Джебель и Антиатлас, 20 — Ахагар, 21 — Джос; 16 — флюоритовое Эль-Хаммам, 18 — баритовые Бад. Лаутенбург

позднепалеозойско-раннемезозойской рифтовой системы, часть которой сохранилась к настоящему времени на южном продолжении мезо-кайнозойской системы.

Формирование таких редкометалльных месторождений, как карбонатитовые кайнозойские и мезо-кайнозойские, несомненно пространственно и генетически связано с возникновением и развитием кайнозойской Восточно-Африканской рифтовой системы: те и другие примерно одного возраста, карбонатитовые тела иногда залечивают рифтообразующие разломы, часто сконцентрированы в горстах-перемычках (Мбейская перемычка, например) и не менее часто располагаются непосредственно в рифтах-грабенах (Чилва и др.).

Формирование кайнозойской рифтовой системы Восточной Африки продолжается и сейчас, и в соответствии с этим среди вулканических построек региона, которые в результате эрозии чаще представляют собой зонально-кольцевые субвулканические интрузивы ультраосновных-щелочных пород, известны вулканы, действующие в настоящее время (Олдонньо-Ленгаи).

Верхнепалеозойско-мезозойские и рифейско-нижнепалеозойские редкометальные месторождения Восточной Африки и Магадаскара тоже, по-видимому, связаны с возникновением и развитием палеорифтов соответствующего им возраста, впоследствии частично унаследованных мезо-кайнозойской Восточно-Африканской рифтовой системой.

Е. Е. Милановский [1976] убедительно показал, что южное окончание Восточно-Африканской рифтовой системы накладывается на более древнюю верхнепалеозойско-мезозойскую. Разноориентированные грабены системы выполнены отложениями системы Карру мощностью несколько километров континентального генезиса и груботерригенного состава (грабены долин рек Лимпопо, Замбези, Крема, Кафуи, Мозамбикской впадины и др.).

Грабены позднепалеозойско-раннемезозойской рифтовой системы Восточной Африки были заложены вдоль разломов ее докембрийского фундамента [McCoppel R. B. 1967]. Точно также на севере континента под кайнозойскими грабенами Восточно-Африканской рифтовой системы имеются более древние грабены. Так, под кайнозойским рифтом Суэцкого канала имеется палеозойский грабен того же простирания, открывавшийся в перикратонную Восточно-Средиземноморскую впадину и выполненный верхнедевонско-нижнекарбовыми отложениями мощностью около 1 км [Саид Р., 1965]. Этот палеозойский грабен, в свою очередь, унаследовал грабен рифейской эпохи.

Однако в большинстве районов Восточной Африки рифейские грабены не сохранились или, может быть, не существовали. Тем не менее магматизм рифтогенного характера (карбонатитовые комплексы, щелочные и нефелиновые сиениты, щелочные граниты и сопровождающие их грейзены и пегматиты) рифейско-раннепалеозойского времени в Восточной Африке проявился весьма широко. Так, на «плечах» современного грабена Красного моря в Судане и Саудовской Аравии имеются щелочные палеозойские интрузивные комплексы с абсолютным возрастом 440—540 млн. лет, а в Мозамбике — щелочные литий-фтористые граниты и связанные с ними пегматиты и грейзены верхнерифейского возраста. Этот магматизм связывается с процессами позднерифейско-раннепалеозойской активизации [Колотухина С. Е., 1977; Шуберт Ю., Фор-Мюре А., 1973].

Более древние редкометальные месторождения Восточной Африки главным образом пегматитового типа приурочены к архейским зеленокаменным поясам Южной Родезии и Трансвааля

и верхнепротерозойским трогам так называемых подвижных поясов в Руанде, Бурунди и Восточном Заире. Если протерозойские трог, заложенные на раздробленной континентальной коре еще можно вслед за А. Ф. Грачевым и В. С. Федоровским [1970] более или менее отождествлять с рифтоподобными системами, то для зеленокаменных поясов аналогичное сопоставление следует производить с еще большей осторожностью. Хотя состав и мощности выполняющих их отложений, морфология и другие признаки и сходны с протерозойскими троговыми структурами, в большинстве случаев пока неизвестен комплекс их основания. Все же автор считает возможным и правильным их объединение вместе с протерозойскими трогам в один класс отрицательных морфоструктур, закладывающихся вдоль разломов на сиалической коре: ведь для отдельных зеленокаменных поясов обнаружены гальки комплекса пород основания (гранито-гнейсы).

Конечно, ни архейские зеленокаменные пояса, ни протерозойские трог не связаны ни с современной Восточно-Африканской рифтовой системой, ни даже с зонами рифейской тектоно-магматической активизации, которые она наследует. Но симптоматично, что редкометальные пегматиты в них встречаются только в тех их участках, которые находятся на пересечении с Восточно-Африканской рифтовой системой.

Необходимо отметить, что на южном продолжении Восточно-Африканской рифтовой системы, как раз в районах развития зеленокаменных поясов с редкометальными пегматитами, М. А. Фаворской с соавторами [Глобальные закономерности..., 1974] установлен ряд долготных тектонических линеаментов, образующих меридиональный пояс, к которому приурочено подавляющее большинство архейских и протерозойских месторождений полезных ископаемых Южной Родезии и Трансвааля, независимо от их типа: месторождения золота Витватерсранда, как считают эти исследователи, гидротермального происхождения и потому располагающиеся концентрически вокруг купола Вредефорт; группа разнообразных месторождений, связанных с породами Бушвельдского лополита; месторождения Великой дайки Южной Родезии. Подчеркивается, что в данном регионе в период его докембрийской истории не раз имели место излияния ультраосновных расплавов: коматитов низов архейского разреза, перидотитов Машабы, коматитовых горнблендитов Бушвельдского комплекса, пироксенитов Великой дайки Родезии. Эти факты, по их мнению, несомненно указывают на связь линеаментов Юго-Восточной Африки с подкоровыми зонами Земли.

Предполагаемое восточное продолжение Восточно-Африканского рифтового пояса — линеамент Норманда-Сон на Индостане — в рифейский период представлял собой субширотный авлакоген, а в мезо-кайнозойский рифт — грабен (см. гл. II). В настоя-

щее время к этому линеamentу приурочены центры повышенной сейсмичности и кайнозойской вулканической деятельности. Редкометалльные пегматиты линеамента приурочены к осложняющему его внутреннее строение горсту, сложенному архейскими метаморфическими породами. Возраст пегматитов позднерифейский.

Таким образом, возникновение редкометалльных пегматитов линеамента связано с возникновением и развитием рифейского авлакогена, а палеогеновых ультраосновных-щелочных массивов с карбонатитами — с существованием одноименного кайнозойского грабена — рифта, который унаследовал рифейский авлакоген.

Предполагаемое западное продолжение Восточно-Африканского рифтового пояса — Транскавказское поперечное поднятие — включает редкометалльные рудопоявления пегматитового и грейзенового типов (в Дзирульском массиве, Главный Кавказский хребет) мезозойского возраста и мощные толщи наземных вулканитов миоцен-антропогенного возраста, приуроченные к трещинам растяжения меридионального и северо-восточного простираний (Чегемской, Гегамской, Эльбрусской, Казбек-Цхинвальской и др.).

Наконец, еще более западная предполагаемая ветвь северной оконечности Восточно-Африканского рифтового пояса — Балканская — через рифты — грабены, окаймляющие Богемский срединный массив, по-видимому, соединяется с Рейнско-Ливийской рифтовой системой. К ней приурочены лишь мелкие редкометалльные рудопоявления и выходы потенциально редкометалльно рудоносных магматических пород (калиевых щелочных эффузивов, ультраосновных-щелочных комплексов кайнозойского возраста), а также месторождения Рудных гор.

Все редкометалльные месторождения Австралии сконцентрированы преимущественно в ее западной части и представлены редкометалльными докембрийскими пегматитами. Пегматиты локализуются в зеленокаменных архейских поясах архейских выступов Пилбара и Иилгарн. Кроме пегматитовых редкометалльных к зеленокаменным поясам этих выступов приурочены также колчеданно-золотые и сульфидно-медно-никелевые месторождения (Калгурли, Кулгарди, Маунт-Айза и др.). В Западной Австралии известны и позднерифейские редкометалльные пегматиты, в тектоническом отношении связанные с зонами тектоно-магматической рифейской активизации глубинных разломов Дарлинг и Фрейзер. Редкометалльные месторождения в связи с этими пегматитами мелкие. В целом редкометалльный пегматитовый пояс Западной Австралии состоит из двух, резко различных по тектоническому положению месторождений продольных полос: западной, включающей рифейские пегматиты зон активизации, и восточной с редкометалльными пегматитами зеленокаменных поясов.

При реконструкции Гондваны западная его половина сочленяется с зоной рифейско-раннепалеозойской тектоно-магматической активизации Восточной Африки, а восточная совместно с архейским протоядром Юго-Восточной Африки составляет единое целое, разделенное пополам этой зоной, прослеживаемой на обоих континентах.

Почти все редкометалльные месторождения Северной Америки и Гренландии, как и в Африке, сконцентрированы в двух поясах: западном и восточном, располагающихся вдоль краев континента и вытянутых в субмеридиональном направлении. Восточный включает провинции потенциально редкометалльных целочных пород Восточной и Юго-Восточной Гренландии, редкометалльные месторождения п-ова Лабрадор и щелочной провинции Монтереджиан, затем редкометалльные пегматиты отдельных архейских и протерозойских зеленокаменных поясов Канады; редкометалльные пегматиты, грейзены и гидротермалиты Аппалачской провинции; проявления в горах Уачита. Наиболее крупные и известные редкометалльные месторождения пояса: ниобиевое Ока, пегматитовые литиевые Прейсак-Лаккорн и Кингс-Маунтин в Аппалачах. Западный пояс состоит из двух сходящихся к югу ветвей, окаймляющих плато Колорадо. Восточная ветвь включает месторождения поднятия Блек-Хиллс, хребтов Передового и Анкомпарге; западная — месторождения Большого бессточного бассейна (Провинции Бассейнов и Хребтов). Примерно на широте г. Феникса обе ветви соединяются, и далее на юг пояс продолжается как единое целое в Мексику. Наиболее крупные редкометалльные месторождения пояса: редкоземельное Маунтин-Пасс, бериллиевые Томас-Рейндж, Агуачилле, Блек-Хиллс, Биг-Боулдер и Голд-Хилл. В эти пояса не вписываются крупное бериллиевое месторождение Лост-Ривер, расположенное на п-ове Сьюард на Аляске, и пегматитовые месторождения Берник-Лейк, Йеллоунайф и др., расположенные в архейских зеленокаменных поясах Канадского щита вне пределов восточного редкометалльного пояса.

В обоих поясах присутствуют редкометалльные месторождения разного генетического типа и разного возраста. Так, в пределах восточного пояса наблюдаются верхнепалеозойско-мезозойские редкометалльные пегматиты и грейзены Аппалач и архейские и протерозойские редкометалльные пегматиты зеленокаменных поясов Канадского щита; карбонатитовые месторождения и рудопоявления как позднерифейского, так и верхнепалеозойского и мезозойского возраста, а также рифейско-раннепалеозойские щелочные породы Восточной Гренландии и нефелин-сиенитовые с бериллиевой минерализацией месторождения п-ова Лабрадор. Причем возраст пегматитов и грейзенов Аппалач по простиранию провинции с севера на юг постепенно омолаживается (от верхнепалеозойского до раннемезозойского).

В числе редкометалльных месторождений западного пояса

известны рифейские (Маунтин-Пасс, редкометальные пегматы хр. Передового и др.) гидротермальные и пегматитовые месторождения, верхнепалеозойско-мезозойские пегматитовые и грейзеновые и кайнозойские гидротермальные бериллиевые месторождения.

Все редкометальные месторождения Америки сформировались в один из пяти периодов геологической истории: верхнеархейский, верхнепротерозойский, раннепалеозойско-рифейский, позднепалеозойско-раннемезозойский, позднемезозойско-кайнозойский. Редкометальные рудные провинции и пояса Северной Америки пространственно совпадают с провинциями и поясами развития отдельных других эндогенных полезных ископаемых, а именно: железистых кварцитов; оловянных, оловянно-вольфрамовых, флюоритовых месторождений; месторождений никеля, меди, платины в связи с расслоенными ультраосновными-основными интрузивами; с колчеданными месторождениями и др.

Так, в пределы восточного редкометального пояса попадают кроме редкометальных следующие крупные месторождения: медно-свинцово-цинковое Мак-Лин-Лейк на о. Ньюфаундленд; бария и флюорита на о. Нейт-Бретон Лек-Энсли; полиметаллическое Батерст; золотые Керкленд-Лейк, Норанда, Кер-Эддисон и медно-цинковые Кидд-Крик, Геко; медно-никелевое с платиной Садбери; урановое Банкрофф. На площади западного пояса располагаются месторождения: вольфрамовое Пайн-Крик, золото-серебряное Голдфилд, свинцово-цинковое Централь; золото-серебряное Крипл-Крик; молибденовые Гендерсон, Клаймакс и другие более мелкие месторождения.

Все эти месторождения сформировались в те же эпохи рудообразования, в какие возникали и редкометальные месторождения, а именно: в восточном поясе в верхнеархейскую и верхнепротерозойскую (железистые кварциты, золотые и урановые месторождения), позднерифейско-нижнепалеозойскую, позднепалеозойско-раннемезозойскую эпохи, а в западном — в рифейскую, позднерифейско-нижнепалеозойскую, позднепалеозойско-раннемезозойскую эпохи (золотые, серебряно-полиметаллические, молибденовые, колчеданные месторождения).

Западный и восточный редкометальные пояса пространственно совпадают соответственно с рифтовой системой Провинции Бассейнов и Хребтов и Рио-Гранде и с рифтовой системой долины р. Св. Лаврентия и западного склона Аппалач (см. рис. 43).

Кайнозойская рифтовая система Провинции Бассейнов и Хребтов — Рио-Гранде (рифтовая система Запада США) представляет собой лишь небольшую часть эпиорогенной Кордильерской рифтовой системы, в отличие от последней наложенной не на складчатую область Кордильер, а на окраинную часть Северо-Американской платформы — плато Колорадо. Таким образом, эта часть Кордильерской рифтовой системы — эпиплатформенная, а не эпиорогенная. Данная эпиплатформенная часть си-

стемы, по-видимому, развилась в мел-палеогене на месте позднепалеозойско-раннемезозойских рифтов-грабен и горстов края платформы, а они в какой-то мере унаследовали рифейские горсты и грабены (система хребтов Передового и Анкомпарге); окончательно же морфоструктуры этой части системы оформились в эоцене [Система рифтов..., 1970].

Таким образом, в пределах штатов Монтана, Юта, Айдахо, Колорадо, Нью-Мексико, Аризона (США) и прилегающих частей Мексики и штата Калифорнии (США) (на территории плато Колорадо и смежных с ним регионов) имел место четырехкратный процесс тектоно-магматической активизации этого «полуотторженца» Северо-Американской платформы, каждый раз сопровождавшийся, вероятно, глыбовой тектоникой (рифтообразованием): в рифее, раннем мезозое — позднем палеозое, позднем мезозое — палеогене, эоцене.

С этими периодами хорошо совпадают эпохи редкометального рудообразования в пределах западного редкометального пояса, что свидетельствует о связи рудообразования с процессами тектоно-магматической активизации — процессами рифтогенеза. Правда, строго говоря, рифтогенез несомненен лишь для последних периодов тектоно-магматической активизации — мел-палеогенового и эоценового, а в более древние периоды активизации его можно лишь с большей или меньшей долей уверенности предполагать по аналогии с другими кайнозойскими рифтовыми системами, которым более древний рифтогенез, по крайней мере на отдельных участках, всегда предшествовал (Восточно-Африканская, Рейнско-Ливийская рифтовые системы).

Таким образом, меридиональное простираание западного редкометального пояса — есть следствие связи формирования составляющих его месторождений с процессами рифтогенеза, проявлявшимися во все эпохи тектоно-магматической активизации в полосе меридионального простираания, в краевой части платформы — на плато Колорадо.

Однако распределение месторождений внутри пояса обуславливается иными закономерностями. Так, докембрийские месторождения, естественно, приурочены лишь к современным горстам, в которых обнажаются докембрийские осадочно-метаморфические и магматические породы, а горсты эти протягиваются согласно с простираанием всей кайнозойской рифтовой системы, т. е. меридионально. Поскольку позднемезозойско-раннекайнозойские грабены (мел-палеогеновые) в восточной ветви системы унаследовали верхнепалеозойско-мезозойские (пермо-нижнетриасовые) меридионального простираания, то редкометально рудоносные магматические породы и мелового, и верхнепалеозойского возраста слагают цепочки массивов того же простираания, так как тяготеют к разрывам, ограничивающим эти грабены и разделяющие их горсты. Генетически связанные с

данными породами редкометальные месторождения и рудопроявления пегматитового, щелочно-гранитового, грейзенового и гидротермального типов располагаются внутри или вокруг их массивов, причем грейзеновые и гидротермальные месторождения чаще располагаются в грабенах, а пегматитовые и щелочно-гранитовые — в горстах.

Докембрийский фундамент Северо-Американской платформы имеет субширотный структурный план складчатости слагающих его метаморфических пород и региональных разрывных нарушений [Muehlberger W. R., Bayley R. W., 1968].

Различные сегменты Кордильер (Канадский, Орегоно-Монтанский и др.), как известно [Кинг Ф., 1969; Ирдли А., 1954; Хаин В. Е., 1971], разграничиваются линеamentами тоже субширотного простираения. Многие ученые [Кинг Ф., 1969; Landwehr W. R., 1968; Шейнманн Ю. М., 1958; Щеглов А. Д., 1968; и др.] на плато Колорадо и в прилегающих к нему районах выделяются поперечные к разрывным и складчатым структурам субширотные сквозные магматические (например, «порфиновый») и металлогенические (рудный Колорадо; Вашингтонский, Монтанский и др.) пояса, среди них запад-северо-западный Техасский линеament [Кинг Ф., 1969]. Наконец, со стороны Тихого океана к Северной Америке подходит ряд субширотных трансформных разломов его дна. Некоторые из них, например разлом Мендосино, прослеживаются через весь континент и, по-видимому, продолжаются трансформным разломом Кевин дна Атлантического океана [Kutina J., 1969].

Все эти субширотные зоны трассируются вулканитами и магмапроявлениями различного возраста, а также воздыманиями пересекаемых ими меридиональных структур, что особенно отчетливо выявляется в пределах отрицательных морфоструктур (грабенов и депрессий). Зоны отвечают архейскому структурному плану Северо-Американского континента и, как считают выделившие их исследователи [Кинг Ф., 1969; и др.], являются рудоносными (рудоконцентрирующими) на целый ряд элементов, причем «рудные районы располагаются в узлах их пересечения с меридиональными и диагональными системами нарушений» [Глобальные закономерности..., 1974, с. 121].

Многие редкометальные месторождения западного пояса действительно располагаются на линиях различных субширотных линеamentов (например, месторождение Маунтин-Пасс тяготеет к Техасскому линеamentу и т. д.), но в целом они все-таки объединяются в один долготный, а не в несколько широтных поясов. На его северном продолжении располагаются не имеющие большого промышленного значения редкометальные пегматитовые и грейзеновые месторождения и рудопроявления Кордильерского складчатого пояса. Учитывая это обстоятельство, а также особенности размещения редкометальных месторождений внутри пояса (в имеющих меридиональное простира-

ние грабенах и горстах и в ограничивающих их разрывах; в поднятии Блэк-Хиллс, расположенном на продолжении горста хр. Передового), можно с большой долей уверенности предположить, что по крайней мере для редкометалльных месторождений рудоконцентрирующими являлись меридиональные линейные элементы, а отображающие их на земной поверхности меридиональные разрывы (ограничивающие рифтоподобные структуры) и осложняющие их поперечные субширотные разрывы, особенно узлы их пересечения, являлись рудовмещающими.

Рифтовая система Св. Лаврентия — Аппалач, с которой пространственно совпадает восточный редкометалльный пояс Северной Америки, представляет собой юго-западную половину рифтовой системы Атлантического складчатого пояса. В пределах Северо-Американского континента она протягивается из Аппалач в нижнее течение р. Миссисипи, а к западу от нее отходит ветвь в герциниды гор Уачита. Эта рифтовая система гетерогенна: северная ее часть наложена на край Канадского и Гренландского щитов (эпиформенная), центральная (район Аппалач) — на герцинскую складчатую область (эпигоргенная), а южная — частично (западная ветвь системы) на герциниды гор Уачита (эпигоргенная), а частично (основная часть системы) — снова на платформу. Разные отрезки (сегменты) системы имеют разный возраст. Канадский сегмент в основном мелового возраста и частично верхнепалеозойского [Voight B. e. a., 1969].

Расположение мезозойских грабенов — рифтов сегмента крестообразно: главный рифт реки и залива Св. Лаврентия субмеридиональный; от него широтно на запад ответвляются грабены Тамискаминг, Ниписсинг, Оттавский, Сагений; на юго-восток — грабен Чамплей и трог Св. Лаврентия (см. рис. 9), а на восток — грабен, перекрытый кайнозойскими отложениями и фиксируемый полосой щелочных интрузивов провинции Монтереджиан. Западные широтные грабены далее на запад соединяются с меридиональными грабенами Капускасинг. С формированием и развитием Канадского сегмента связано возникновение массивов щелочных пород, в том числе рудных карбонатов месторождений Ока и Норт-Бей, большей части щелочных интрузивов провинции Монтереджиан и продолжающей ее Южно-Канадской провинции.

Некоторые массивы провинции Монтереджиан имеют верхнепалеозойский, а отдельные — рифейско-кембрийский возраст. Поскольку фактический материал, касающийся размещения щелочных пород, свидетельствует о том, что щелочные породы являются рифтогенными образованиями, наличие массивов такого возраста служит показателем существования под современной рифтовой системой Св. Лаврентия, оформившейся в современном виде в мезозое, более древних верхнепалеозойских и рифейско-кембрийских грабенов. Верхнепалеозойские грабены

сохранились на о. Ньюфаундленд, на побережье залива Св. Лаврентия и в Северных Аппалачах, где они имеют северо-восточное простирание и сложены лагунно-континентальными моласами верхнего девона — перми общей мощностью 9—12 км, с прослоями вулканитов [Хаин В. Н., 1971]. Грабены наложены на каледонскую складчатую структуру, консолидировавшуюся в среднем девоне (акадская фаза). Рифейские грабены в регионе пока неизвестны.

Современный рифт Св. Лаврентия приурочен к границе каледонид Северных Аппалачей и гренвильской зоны Канадского щита. В гренвильскую эпоху примерно на этом же месте существовал Гренвильский перикратонный прогиб, осевая часть которого располагалась западнее и который имел ответвления — геосинклинальные трогги — внутрь архейского кратона Канадского щита.

Аппалачский сегмент рассматриваемой системы (Аппалачи на территории США) верхнепалеозойско-раннемезозойского возраста [Ирдли А., 1963]. Рифтовая природа триасовых грабенов Аппалач и их сходство с современными рифтами Восточной Африки отмечаются как русскими, так и американскими геологами (Дж. Бэйн и др.). Как известно [Хаин В. Е., 1971<sub>2</sub>; и др.], в Аппалачах с северо-востока на юго-запад время завершающих складчатых деформаций постепенно поднимается от девона к позднему палеозою. В соответствии с этим поднимается и время формирования грабенов рассматриваемой системы от верхнего девона в каледонидах в Северных (Канадских) Аппалачах до верхов триаса в Южных Аппалачах.

С формированием и развитием рифтовой системы Аппалач связаны многочисленные, в основном мелкие и редко средних масштабов редкометальные месторождения главным образом пегматитового, грейзенового и гидротермального типов. Мезозойский грабен р. Миссисипи — южное окончание рассматриваемой рифтовой системы — судя по возрасту выполняющих его осадков, по-видимому, еще более молодой. Систему наследуют кайнозойские рифты-грабены, формирование которых сопровождалось излияниями щелочных базальтоидов [Милановский Е. Е., 1976].

Архейские и протерозойские редкометальные пегматиты отдельных пегматитовых полей Канадского щита тоже попадают в пределы восточного редкометального пояса Северо-Американского континента, но это совмещение чисто случайное, так как их пространственное размещение подчиняется иным закономерностям.

Редкометальные пегматиты Канады приурочены к архейским и протерозойским зеленокаменным поясам, соответствующим последовательным эпохам стадияльного наращивания Канадского щита: нижнеархейской (древнее 3 млрд. лет), кеноранской верхнеархейской и гудзонской нижнепротерозойской

[Geology and Economic..., 1970]. Простираение зеленокаменных поясов различно. Имеются как субмеридиональные (провинция Черчилл, отдельные районы провинций Найн и Сьюпериор), так и главным образом субширотные пояса. Вероятно, различие в простираениях обусловлено наращиванием щита, когда кеноранские, а затем гудзонские структуры «обтекали» первичные верхнеархейские кратоны.

Однако Кутина [Kutina J., 1971<sub>2</sub>], а вслед за ним М. А. Фаворская и др. [Глобальные закономерности..., 1974] считают, что и меридиональные, и широтные направления были свойственны уже раннеархейскому структурному плану Канадского щита, но преобладали все-таки широтные направления. Поэтому в целом редкометалльные пегматитовые докембрийские месторождения Канадского щита не группируются, а разбросаны по всей его площади и лишь в районе оз. Виннипег — оз. Верхнее, где зеленокаменные пояса преимущественно широтные, объединяются в полосу широтного простираения, располагающуюся примерно вдоль параллели 50° с. ш. [Kutina J., 1971]. В ее западной части находится крупнейшее пегматитовое редкометалльное месторождение Берник-Лейк.

Бериллиевое месторождение Лост-Ривер на п-ове Сьюард приурочено к структуре субширотного простираения: мощной зоне смятия пород, ограничивающей грабен-синклиналь, выполненную отложениями ордовика и наложенную на докембрийский Чукотско-Юконской срединный массив. Современная структура этой синклинали тоже грабеновая. Месторождение Лост-Ривер эоценовое, наложенное на меловое оловянно-вольфрамовое.

В Гренландии нет сколько-нибудь крупных редкометалльных месторождений, но имеются различные щелочные породы с редкометалльной минерализацией, группирующиеся в Южно-Гренландскую и Восточно-Гренландскую щелочные провинции [Главнейшие провинции..., 1974]. Южно-Гренландская провинция входит в состав восточного редкометалльного пояса Северной Америки, представляет собой продолжение Южно-Канадской щелочной провинции и, как и последняя, приурочена к Атлантической рифтовой системе.

Восточно-Гренландская провинция также пространственно совпадает с этой рифтовой системой (эпиорогенной), наложенной на консолидированные структуры северо-восточной части Атлантического складчатого пояса. Как и юго-западная половина системы, эта ее часть тоже разновозрастна на разных участках. Новейшие грабены имеют мел-палеогеновый возраст, представлены меридиональными грабенами Восточной Гренландии и Шпицбергена, а также грабенами прибрежной западной части Атлантического океана и Брито-Арктической провинции. С формированием этих грабенов связано возникновение третичных щелочных пород с редкометалльной минерализацией в Восточной Гренландии.

Мел-палеогеновая Атлантическая рифтовая система наложена на грабены более древней позднепалеозойско-раннемезозойской рифтовой системы, которая также представляет собой северо-восточное продолжение позднепалеозойско-раннемезозойской рифтовой системы Св. Лаврентия — Аппалач. Рифтовая система этого времени выражена в Северо-Восточной Атлантике девонскими грабенами Восточной Гренландии и Шпицбергена, девонскими и карбоновыми грабенами Англии. Вероятно, рифтоподобные структуры были характерны для площади развития мезо-кайнозойского Атлантического рифтового пояса и в более древние периоды геологической истории, в частности, существовали в позднем рифее — раннем палеозое, так как под палеозойским (девонским) грабеном Восточной Гренландии намечаются реликты рифейского, а в Англии имеется глубокий, выполненный силурийско-ордовикскими отложениями грабен срединной долины Шотландии [Милановский Е. Е., 1976].

Важно отметить, что хотя как Кордильерская, так и Атлантическая рифтовые системы на большем протяжении эпиорогенные, отдельные их участки эпиплатформенные (Канадский сегмент Атлантической, Орегоно-Монтанский или Колорадский сегмент Кордильерской систем). И только на этих участках приуроченные к данным системам редкометальные пояса характеризуются наличием крупных редкометальных месторождений (Ока в восточном поясе; Маунтин-Пасс, Томас-Рейндж, Агуачилле в западном). Это положение справедливо и для Западно-Африканского пояса, приуроченного к Рейнско-Ливийской рифтовой системе: пояс характеризуется наличием крупных редкометальных месторождений, когда он протягивается по Африканской платформе и Балтийскому щиту (Джос-Букуру и др.), и мелких и средних при пересечении им герцинид Европы.

В Восточной Европе и западной части Азии редкометальные месторождения, магматические комплексы, включающие породы с акцессорной редкометальной минерализацией, а также потенциально редкометально рудоносные магматические комплексы (щелочных-ультраосновных пород с карбонатитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами, щелочных гранитов и др.) объединяются в Фенно-Карельскую, Кольскую, Украинскую, Тиманскую, Полярно-Уральскую, Центрально-Уральскую, Меймеча-Котуйскую, Чадобецкую, Енисейскую, Минусинскую, Восточно-Саянскую, Восточнотувинско-Северомонгольскую, Казахстанскую, Монголо-Алтайскую, Киргизскую, Памиро-Гиндукушскую провинции.

Фенно-Карельская провинция представлена преимущественно пегматитами с акцессорной редкометальной минерализацией; в пределах Кольской и Украинской провинций развиты главным образом различные потенциально редкометальные комплексы щелочных пород: нефелиновые и щелочные сиениты, щелочные граниты и приразломные метасоматиты, ультраос-

новные-щелочные породы с карбонатитами, хотя имеются и редкометальные пегматиты. В Тиманской провинции пока известны лишь ультраосновные-щелочные породы, в Полярно-Уральской — щелочные метасоматиты, а в Центрально-Уральской — щелочные метасоматиты, нефелиновые и щелочные сиениты, пегматиты и карбонатиты.

Для Меймеча-Котуйской, Чадобецкой, Енисейской провинций характерны ультраосновные-щелочные породы с карбонатитами; для Минусинской — щелочные и нефелиновые сиениты; для Восточно-Саянской — щелочные граниты, пегматиты, ультраосновные-щелочные породы с карбонатитами; для Тувинско-Северомонгольской — щелочные граниты, пегматиты, нефелиновые и щелочные сиениты; для Киргизской — тоже нефелиновые и щелочные сиениты. Наконец, в Казахстанской, Монголо-Алтайской, Памиро-Гиндукушской провинциях преимущественно развиты редкометальные пегматиты, хотя в отдельных из них (Казахстанской) встречаются также щелочные граниты. В Памиро-Гиндукушской провинции отмечаются редкометальные месторождения пегматитового типа.

Таким образом, почти все рассматриваемые провинции Восточной Европы и Западной Азии полигенетические. Возраст составляющих провинции комплексов потенциально редкометально рудоносных пород также различен. Так, в Кольской провинции нефелиновые и щелочные сиениты среднепалеозойские, щелочные граниты, метасоматиты и пегматиты протерозойские, а возраст пород ультраосновных-щелочных комплексов позднерифейско-раннепалеозойский.

В Фенно-Карельской провинции пегматиты с акцессорной редкометальной минерализацией раннепротерозойские, а граниты, с которыми связаны проявления редкометальной минерализации в скарнах, позднепротерозойские. На Украине пегматиты тоже раннепротерозойские, а щелочные приразломные метасоматиты, щелочные и нефелиновые сиениты позднепротерозойские. Разновозрастность составляющих провинцию магматических комплексов характерна также для Центрально-Уральской, Восточно-Саянской, Тувинско-Северомонгольской, Казахстанской, Памиро-Гиндукушской провинций. А вот Чадобецкая, Меймеча-Котуйская, Минусинская, Тиманская, Полярно-Уральская провинции представлены каким-либо одним комплексом потенциально редкометально рудоносных пород.

Все потенциально редкометально рудоносные магматические (и метасоматические) комплексы Восточной Европы и Западной Азии сформировались в несколько вполне определенных этапов геологической истории: нижнепротерозойский (2,0 млрд. ± 100 млн. лет), верхнепротерозойский (1,7 млрд. ± 100 млн. лет), позднерифейско-раннепалеозойский (600—340 млн. лет), среднепалеозойский (350—280 млн. лет), позднепалеозойско-ранне-

мезозойский (пермо-триасовый), позднемезозойско-кайнозойский (мел-палеогеновый), эоценовый.

Характерно, что в Восточной Европе эти комплексы формировались в первые три, а в Западной Азии также и в остальные периоды. Причем по направлению с запада на восток в провинциях роль более поздних этапов становится все заметнее. Так, в восточноевропейских провинциях (если не включать в них Кольскую, которая в структурном отношении относится, по-видимому, к Западно-Европейско-Африканскому редкометаллому поясу, пространственно совпадающему с одноименной рифтовой системой) образования моложе позднерифейско-раннепалеозойских не встречаются. В уральских и Казахской провинциях появляются среднепалеозойские потенциально редкометалло рудоносные комплексы (щелочные и нефелиновые сиениты, полевошпатовые приразломные щелочные метасоматиты, пегматиты), а в восточной части Казахской провинции — и позднепалеозойско-раннемезозойские (щелочные граниты). Примерно за меридианом  $65^{\circ}$  в. д. в провинциях прослеживаются уже не только позднепалеозойско-раннемезозойские, но и позднемезозойско-кайнозойские и эоценовые комплексы пород (меймеча-котуйские пермо-триасовые ультраосновные-щелочные породы, кайнозойские редкометалльные пегматиты Памиро-Гиндукушской провинции, пермо-триасовые псевдолейцитовые сиениты кукуртского и кайнозойские щелочные сиениты дункельдыкского комплексов советского Памира и др.).

Провинции Восточной Европы и Западной Азии в отличие от редкометалльных провинций Африки и Америки не группируются в более или менее четкие протяженные пояса. Лишь для отдельных из них такая группировка намечается. Например, Монголо-Алтайская и Казахская (точнее Восточно-Казахстанская) провинции несомненно образуют единый пояс. Но протяженность таких поясов неизмеримо меньше длины трансконтинентальных редкометалльных поясов Восточной Африки, Западной Европы — Западной Африки, Южной Америки и Северной Америки.

В пределах площадей провинций Восточной Европы и Западной Азии почти всегда располагаются эндогенные рудные месторождения других элементов. Причем они обычно приурочены к тем же тектоническим структурам, что и массивы потенциально редкометалло рудоносных магматических комплексов, а в отдельных случаях — даже к самим таким массивам. К последним относятся, например, Ковдорское железорудное месторождение в одноименном массиве ультраосновных-щелочных пород на Кольском полуострове, скарновое оловянное месторождение Питкяранта в Карелии, уртитовые месторождения Минусинской области и др.

В тех же тектонических структурах, что и пегматиты с акцессорной редкометалльной минерализацией — в геосинклиналь-

ных нижнепротерозойских трогах,— в Восточной Европе известны месторождения железа (железистые кварциты КМА, Кривбасса, Карелии). На Кольском полуострове к аналогичным троговым структурам, вмещающим различные щелочные магматические породы, щелочные граниты и пегматиты, приурочены ликвационные медно-никелевые месторождения (Мончегундра, Печенга). Такие же месторождения известны и в Меймеча-Котуйской провинции ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов (Норильская группа месторождений). Причем характерно, что возраст месторождений, связанных единством структурного положения с массивами потенциально редкометально рудоносных пород, обычно идентичен со временем формирования этих массивов. Так, возраст медно-никелевых месторождений Норильской группы, как и возраст ультраосновных-щелочных пород Меймеча-Котуйской провинции, мезозойский. Возраст аналогичных месторождений Кольского полуострова и Карелии протерозойский, соответствует возрасту его щелочных гранитов и пегматитов. Железистые кварциты КМА, Кривбасса, как и пегматиты этих районов, нижнепротерозойские и т. д.

Если на карту размещения рассматриваемых провинций нанести региональные тектонические структуры, с которыми в пространственно-временном отношении связаны как массивы потенциально редкометально рудоносных магматических комплексов, так и эндогенные месторождения некоторых других элементов, располагающиеся на территории этих провинций, то связь провинций друг с другом и возможность объединения их в протяженные пояса станут более очевидными.

Так, Кольская провинция, видимо, представляет собой северо-восточное окончание крупного, в целом меридионального Евро-Афро-Южноамериканского редкометального пояса, пространственно совпадающего с Рейнско-Ливийской рифтовой системой, отдельные звенья которой развивались в разное время геологической истории. В единых структурах — геосинклинальных нижнепротерозойских меридиональных трогах фундамента Восточно-Европейской платформы — располагаются редкометальные магматические комплексы и железорудные месторождения Карельской и Украинской провинций. В центральной части платформы они перекрыты мощным плащом платформенного чехла и вскрываются лишь скважинами и карьерами (Белгородский и др.). Ультраосновные-щелочные комплексы с карбонатитами Меймеча-Котуйской, Енисейской, и, вероятно, Чадобецкой провинций, медно-никелевые месторождения Норильского куста и траппы западной части Сибирской платформы в пространственно-временном отношении связаны с формированием и развитием Западно-Сибирской позднепалеозойско-раннемезозойской рифтовой системы, протягивающейся в меридиональном направлении через всю территорию Западно-Сибирской плиты и почти полностью, за исключением Ха-

тангской ветви (Хатангская впадина), скрытой под ее кайнозойскими отложениями.

Уральские провинции приурочены к Урало-Оманскому, а Памиро-Гиндукушская — к Индо-Памирскому линеаментам. Оба линеамента, как известно, имеют субмеридиональное простираие. Структуры Монгольского Алтая и Восточного Казахстана, с которыми связывается распространение редкометальных пегматитов (крупные межгорные грабены и «клавиатура» более мелких горстов и грабенов зон смятия Монгольского Алтая), имеют северо-северо-западные, тоже приближающиеся к меридиональному, простираия.

Восточно-Саянская, Минусинская, Восточнотувинско-Северомонгольская провинции в пространстве более или менее сближены и в целом образуют своеобразный узел в центре Азии. Но составляющие эти провинции массивы потенциально редкометально рудоносных пород распределяются в пределах провинций своеобразно, что отмечено при характеристике их размещения в Алтае-Саянской области.

Зоны активизации, с которыми в пространстве и во времени связано формирование развитых на территории этих провинций рибекитовых щелочных гранитов (апогранитов), нефелиновых и щелочных сиенитов, ультраосновных-щелочных комплексов с карбонатитами, гидротермалитов и других потенциально редкометально рудоносных образований, имеют преимущественно субширотное и запад-северо-западное простираие и представлены или узкими троговыми прогибами, возникшими вдоль зон глубинных разломов и выполненными эффузивно-терригенными отложениями периода активизации, или разломами, активизация которых выразилась лишь в виде дизъюнктивных движений и в появлении приуроченных к ним магматических пород периода активизации.

Редкометальная минерализация наблюдается в обоих типах структур, но в первых она главным образом гидротермального характера, а во-вторых располагается непосредственно в материнских породах, локализованных в зонах активизированных разломов или в близких эндоконтактах.

Однако и в прогибах, и в зонах активизированных разломов массивы потенциально редкометально рудоносных пород (а также и редкометально минерализованные участки) располагаются кучно, неравномерно, концентрируются в полосы субмеридионального простираия, пересекающие рудовмещающие структуры. Особенно отчетливо такая их концентрация выявляется в полосе, ограничивающейся с запада меридианом г. Нижнеудинска, а с востока — меридианом долготного отрезка р. Бусуин-Гол (см. рис. 35). При этом «плотность» размещения редкометально рудоносных пород в полосе в общем зависит от числа пересекаемых ею рудовмещающих структур активизации (активизированных глубинных разломов, шовных трогов): чем

их больше, тем она выше. Разрывами эти полосы нигде (или почти нигде) не фиксируются. Но восточнее параллельно им располагаются меридиональные рифты-грабены Бусинской долины и оз. Косогол — южные ответвления кайнозойской Байкальской рифтовой системы.

Поскольку данная система формировалась вдоль зон разломов древнего заложения [Байкальский рифт, 1968; Основные проблемы..., 1977], можно более или менее уверенно предполагать, что рассматриваемые полосы — следы древних меридиональных линейментов, активизированные таким своеобразным образом. Наиболее крупные из этих полос дешифрируются на космических снимках.

Таким образом, в Восточной Европе и Западной Азии, как и в Африке и Америке, глобальное размещение массивов потенциально редкометалльно рудоносных магматических комплексов контролируется глобальными меридиональными структурами типа протяженных систем раннепротерозойских геосинклинальных трогов, фанерозойских палеорифтовых систем и сквозь-структурных линейментов. Все эти структуры, точнее разломы, их формирующие, весьма глубинного заложения, поскольку они трассируются массивами ультрабазитов и нефелиновых и щелочных сиенитов, а также мощными толщами основных, ультраосновных-щелочных и ультраосновных вулканитов.

Изучение таких структур методами ГСЗ, магнитным и др. (трогов Кривбасса, КМА, грабенов Западно-Сибирской плиты, отдельных отрезков Урало-Оманского линеймента) показывает, что они хорошо выражены геофизически четкими полосовидными магнитными максимумами, в отдельных случаях (рифтовая система Западно-Сибирской плиты) напоминающими полосовидное магнитное поле срединноокеанических хребтов; высоким положением поверхности Мохоровичича в сочетании с малой мощностью гранитного слоя и наличием в верхней мантии слоя с пониженными скоростями распространения сейсмических волн, а также наличием отрицательных аномалий гравитационного поля в редукции Буге (троги Восточно-Европейской платформы); крупными смещениями границы Мохоровичича (Урало-Оманский линеймент) [Амурский Г. И., 1976; Новикова А. С., 1975; Куликов П. К. и др., 1972; и др.].

Размещение провинций в пределах глобальных структур определяется структурами меньшей глубины заложения, нередко поперечными к первым и обычно положительными. Это или выступы платформенного фундамента (Украинская и Фенно-Карельская провинции соответственно на Украинском и Балтийском щитах Восточно-Европейской платформы; Чадобецкая — в выступе-горсте Сибирской платформы; Енисейская и Саянская — в одноименных краевых поднятиях той же платформы), или срединные массивы и рано консолидированные участки в складчатых областях (Памиро-Гиндукушская в Нуристан-

Бадахшано-Памирском срединном массиве Средиземноморского складчатого пояса; Восточнотувинско-Северомонгольская в Сангилено-Косогольском срединном массиве и примыкающих к нему рано консолидированных участках каледонид; Минусинская — в обрамляющих Минусинские впадины рано консолидированных участках каледонид; Полярно-Уральская — в Харбейском рано консолидированном участке герцинид Урала), или, наконец, «плечи» — горсты палеорифтовых систем (Енисейская и Меймеч-Котуйская провинции Западно-Сибирской пермтриасовой рифтовой системы).

Внутри провинций, наоборот, размещение массивов потенциально редкометалльно рудоносных пород контролируется отрицательными структурами — грабенами и впадинами, геосинклинальными трогами, а также продолжающими эти структуры по простиранию и формирующими их глубинными разломами. Таково, например, положение щелочных приразломных полевошпатовых метасоматитов и карбонатитов в пределах Украинской провинции, гидротермальных редкометалльных рудопоявлений в оловоносных скарнах Фенно-Карельской провинции, редкометалльных пегматитов в пределах тех же провинций, а также в Восточно-Саянской, Восточнотувинско-Северомонгольской и Памиро-Гиндукушской провинциях; щелочных рибекитовых гранитов в Восточнотувинско-Северомонгольской провинции, редкометалльных пегматитов Казахстана и Монгольского Алтая, ультраосновных-щелочных комплексов с карбонатитами Меймеч-Котуйской и Енисейской провинций и т. д.

Наконец, сами массивы потенциально редкометалльно рудоносных пород, как правило, приурочены к пересечению разнонаправленных разломов, один из которых формирует рудовмещающую отрицательную морфоструктуру, а другой осложняет ее внутреннее строение. Именно такая приуроченность характерна для Зашихинского (Хайломинского), Арысканского и других массивов рибекитовых щелочных гранитов Восточно-Саянской и Восточнотувинско-Северомонгольской щелочных провинций, для всех массивов Меймеч-Котуйской и Енисейской провинций и др. При движении по этим разломам блоки, вмещающие массивы потенциально редкометалльно рудоносных пород, часто оказываются приподнятыми и выступают в виде мелких горстов II порядка, осложняющих грабены. Пегматиты в таких горстах чаще представлены керамическими, шерл-мусковитовыми, в то время как в самих грабенах — преимущественно редкометалльными разностями [Россовский Л. Н. и др., 1976].

Чадобецкое поднятие по происхождению, видимо, сходно с поднятием Блек-Хиллс в Америке, куполом Вредефорт в Южной Африке, Кет-Капским поднятием на Алданском щите; оно образовалось в результате давления поднимавшихся магматических масс на вышележащие слои коры. Подобные структуры

развиваются, по-видимому, в платформенных условиях (или преимущественно в платформенных) и представлены горстом фундамента с прорвавшимися в него магматическими массами, окруженным «вздыбленными» осадками платформенного чехла.

Редкометальные месторождения (и потенциально редкометально рудоносные магматические комплексы) Восточной и Юго-Восточной Азии далеко не во всех случаях концентрируются в отчетливые крупные и протяженные редкометальные пояса, подобные поясам Гондваны. Главные редкометальные провинции зарубежной части этой обширной территории — Хангай-Хунтейская и Южно-Гобийская в МНР и Китайская (Синьцзянская). Кроме того, в ее пределах выделяются провинции развития потенциально редкометально рудоносных магматических пород, с которыми в отдельных случаях связаны акцессорная редкометальная минерализация и мелкие редкометальные рудопроявления. Это расположенные преимущественно в краевых частях Юго-Восточной Азии относительно многочисленные провинции развития мезозойских и мезо-кайнозойских (мел-палеогеновых) оловоносных гранитов, местами грейзенизированных, альбитизированных и превращенных в литий-фтористые апограниты; провинции мезозойских нефелиновых и щелочных сиенитов (Корейская и др.); наконец, провинции развития кайнозойских ультраосновных-щелочных и щелочно-габброидных комплексов.

В советской части Восточной Азии также известны оловоносные мезозойские граниты, местами альбитизированные и грейзенизированные, превращенные в апограниты, а также кайнозойские щелочные породы. Кроме того, в отдельных ее районах развиты докембрийские редкометальные пегматиты и щелочные полевошпатовые метасоматиты, рифейские карбонатитовые комплексы, палеозойские и мезозойские нефелиновые и щелочные сиениты. Все эти породы группируются в Северо-Байкальскую, Кодаро-Удоканскую, Алданскую, Западно-Забайкальскую, Восточно-Забайкальскую, Сихотэ-Алинскую и Северо-Восточную провинции.

Размещение редкометальных месторождений в Восточной и Юго-Восточной Азии ниже разбирается на примере редкометальных провинций и провинций развития потенциально редкометально рудоносных пород Восточной Азии и Монголии, так как районы Юго-Восточной Азии в геологическом отношении изучены хуже.

Главной особенностью редкометальных провинций (а также провинций развития массивов потенциально редкометально рудоносных магматических и метасоматических пород) Восточной Азии является их субширотно вытянутая (чаще в восток-северо-восточном направлении) форма, что, в свою очередь, обусловлено размещением составляющих провинции массивов в виде прерывистых субширотно протягивающихся единичных или не-

скольких кулисно расположенных «цепочек». При этом часть провинций (Северо-Байкальская, Кодаро-Удоканская, Алданская) группируются в субширотный S-образно изогнутый пояс, протягивающийся более чем на 2000 км от оз. Байкал на западе почти до берегов Охотского моря на востоке, который был назван нами Байкало-Становым поясом развития щелочных пород [Архангельская В. В., 1974]. Еще две провинции — Хангай-Хентейская и Восточно-Забайкальская — объединяются в значительно меньшей протяженности Монголо-Забайкальский пояс развития потенциально редкометалльно рудоносных магматических пород и редкометалльных месторождений.

В пределах провинций развиты разновозрастные и генетически различные потенциально редкометалльно рудоносные магматические комплексы и редкометалльные месторождения. Так, Хангай-Хентейская редкометалльная провинция представлена верхнепалеозойско-нижнемезозойскими (пермо-триасовыми) редкометалльными пегматитами и мезозойскими редкометалльными щелочными гранитами. В Кодаро-Удоканской и Алданской провинциях известны нижнепротерозойские щелочные метасоматиты, верхнепалеозойские и мезозойские щелочные и нефелиновые сиениты, эссекситы, а в Северо-Байкальской — палеозойские щелочные и нефелиновые сиениты и докембрийские щелочные метасоматиты. Для Северо-Восточной, Сихотэ-Алинской (Дальневосточной) и забайкальских провинций особенно характерны мезозойские граниты, с которыми связаны пегматитовые и грейзеновые образования с акцессорной редкометалльной минерализацией, но отмечаются также (Северо-Восточная провинция) верхнепалеозойские щелочные граниты и сиениты и нижнепалеозойские нефелиновые и щелочные сиениты.

Потенциально редкометалльные магматические комплексы всех провинций Восточной Азии сформировались в несколько единых для всех них эпох исторического развития: нижнепротерозойскую ( $1900 \pm 100$  млн. лет), верхнепротерозойскую ( $1700 \pm 100$  млн. лет), нижнепалеозойскую (силур-ордовикскую), верхнепалеозойско-мезозойскую, позднемезозойско-раннекайнозойскую. Причем для Байкало-Станового пояса установлено, что возраст некоторых генетически однотипных составляющих его образований, в частности массивов нефелиновых и щелочных сиенитов, по простиранию пояса с запада на восток изменяется от девонского до юрского и даже мелового, а время формирования по крайней мере некоторых массивов нефелиновых и щелочных сиенитов достаточно длительно и измеряется десятками и первыми сотнями миллионов лет [Архангельская В. В., 1974].

Установлено также телескопированное строение отдельных массивов щелочных пород пояса: они сложены разнокомплексными сериями пород (рифейскими ультрабазитами и мезозойскими щелочными сиенитами).

В пределах провинций кроме редкометально рудоносных наблюдаются также и комплексы иных магматических пород, с которыми генетически связаны месторождения других полезных ископаемых. Так, в пределах Байкало-Станового пояса известны Холоднинское и Чинейское медно-никелевые месторождения и Удоканское медное, а на площади Северо-Востока, Дальнего Востока и Восточного Забайкалья еще С. С. Смирновым были выделены оловянно-вольфрамовые, полиметаллические и золото-молибденовые металлогенные пояса, каждый из которых включает соответствующие месторождения и рудопроявления. В этих регионах сейчас обнаружены, кроме того, флюоритовые (Восточное Забайкалье) и ртутные (Северо-Восток) месторождения.

Все редкометальные месторождения, как и все потенциально редкометально рудоносные магматические и метасоматические комплексы перечисленных провинций Восточной Азии,— порождение процессов тектоно-магматической активизации и локализованы в структурах активизации. На большей части Восточной Азии процессы активизации проявились только в мезозойский и мезо-кайнозойский периоды. Но в срединных массивах складчатых поясов и на Сибирской платформе имели также место и процессы активизации более древних эпох. Район, в пределах которого структуры активизации развивались неоднократно начиная с раннего протерозоя,— это так называемая Байкало-Становая ослабленная область, которая представляет собой краевую часть Сибирской платформы: это своеобразная зона, переходная от Сибирской платформы к окружающим ее структурам Урало-Монгольского складчатого пояса, в пределах которой крупные докембрийские блоки — отторженцы фундамента платформы (Становой, Северо- и Южно-Муйские) — переработаны и спаяны в единое целое процессами фанерозойских орогенических циклов.

Вдоль Байкало-Становой ослабленной зоны в раннем протерозое, рифее — нижнем палеозое, верхнем палеозое — мезозое и кайнозое существовали рифтоподобные структуры — нижнепротерозойские геосинклинальные трюги; рифейско-нижнепалеозойские грабены и широкие прогибы; верхнепалеозойско-мезозойская и кайнозойская рифтовые системы [Архангельская В. В., 1974]. Докембрийские и кембрийские грабены располагались в южной части платформы, а грабены мезозойской системы — главным образом вдоль краевого шва, проходящего у северного подножия современного Станового хребта, где они именуется мезозойским Становым рифтом [Красный Л. И., Ицксон М. И., 1970]. Самые западные грабены Станового рифта наследуются грабенами развивающейся в восточном направлении кайнозойской Байкальской рифтовой системы, наложившейся на западную половину Байкало-Становой ослабленной области [Музис А. П., 1970; Ицксон М. И., 1974; и др.].

Байкало-Становая область — крупнейший сквозьконтинентальный линеймент, протягивающийся, как установлено [Ицксон М. И., 1974], из Азии в Охотское море, где он более круто отклоняется к северо-востоку. Байкало-Становой пояс развития потенциально редкометалльных магматических и метасоматических образований пространственно совпадает с Байкало-Становой ослабленной областью и тем самым с геосинклинально-троговыми и палеорифтовыми системами, последовательно развивавшимися в ее пределах.

Формирование потенциально редкометалльно рудоносных комплексов Байкало-Станового пояса связано с формированием и развитием геосинклинально-троговых и рифтовых систем. Так, нижнепротерозойские пегматиты с аксессуарной редкометалльной минерализацией локализованы в геосинклинальных трогах того же возраста; верхнепротерозойские приразломные полевошпатовые метасоматиты — в активизированных в верхнем протерозое разломах, формирующих и осложняющих геосинклинальные трог и соединяющиеся с ними более обширные протоплатформенные прогибы. Массивы верхнепалеозойско-мезозойских щелочных и нефелиновых сиенитов и карбонатитовые комплексы располагаются или непосредственно в рифтах-грабенах (Северо-Байкальская щелочная провинция), или в их бортах. При этом в процессе внедрения щелочных пород отмечаются сравнительно многочисленные случаи формирования горсто-купольных структур.

Образование эндогенных месторождений других полезных ископаемых, располагающихся на территории редкометалльных и потенциально редкометалльных провинций Восточной Азии, также обязано, как теперь установлено [Закономерности размещения..., 1975; А. Д. Щеглов, 1968; и др.], процессам тектономагматической активизации. Так, образование верхнеюрских месторождений олова и вольфрама, молибдена и золота, свинца и цинка, а также несколько более поздних флюоритовых и золотых (балейского типа) месторождений Восточного Забайкалья связано с верхнеюрскими и мел-палеогеновыми процессами тектономагматической активизации, теми же, которые «ответственны» и за возникновение потенциально редкометалльно рудоносных магматических комплексов, развитых на этой территории [Нагибина М. С., 1963; Щеглов А. Д., 1968, 1976; и др.].

Но разные месторождения приурочены к разным типам структур активизации. Как известно [Щеглов А. Д., 1968; Фогельман Н. А.— Закономерности размещения..., 1975; Горжевский Д. П. и др., 1966; и др.], структуры мезозойской активизации Восточного Забайкалья — это крупные сводовые поднятия (Южно- и Северо-Даурские и др.), осложненные грабенами — впадинами у их подножия и в осевых частях. Своды и впадины разграничиваются глубинными разломами и вытянуты в целом в восток-северо-восточном направлении, согласно с простира-

нием складчатых структур. Золото-молибденовое оруденение локализуется главным образом в сводовых поднятиях, полиметаллическое и золотое балейского типа — во впадинах, а оловянно-вольфрамовое и редкометальное тяготеет к крупным глубинным разломам, разделяющим и осложняющим эти структуры. В деталях картина, естественно, значительно сложнее.

Теперь отчетливо доказывается приуроченность к структурам тектоно-магматической активизации не только редкометальных, но и оловоносных гранитоидов и для других районов Восточной Азии [Закономерности размещения..., 1975; Металлогения..., 1973].

Все исследователи Восточного и Западного Забайкалья и Монголии в большей или меньшей степени обращали внимание на то обстоятельство, что наиболее крупные редкометальные и другие рудные узлы, как правило, располагаются на линиях (полосах), пересекающих субширотные северо-восточные основные структурные направления данных регионов и представляющих собой сквозные трансрегиональные разломы их фундамента, иногда на поверхности активно не выраженные. Это структурно-рудные зоны Н. А. Фогельман [Закономерности размещения..., 1975; Горжевский Д. П. и др., 1966], «рудоконцентрирующие» структуры М. А. Фаворской и И. Н. Томсона [Глобальные закономерности..., 1974], «диагональные» нарушения и др. Для Восточного Забайкалья установлено субмеридиональное северо-северо-западное простирание таких структур, для Дальнего Востока субширотное [Глобальные закономерности..., 1974].

Итак, размещение отдельных редкометальных месторождений (и массивов потенциально редкометально рудоносных магматических пород) контролируется в основном крупными отрицательными морфоструктурами, возникающими в ходе процессов автономной и отраженной тектоно-магматической активизации: грабенами, грабен-синклиналями и грабен-синклинориями, впадинами и осложняющими их внутреннее строение II порядка горстами, а также разрывами, формирующими такие структуры и продолжающими их по простиранию после выклинивания. При этом месторождения наблюдаются как в самих грабенах, так и в их бортах («плечах»).

Размещение редкометальных провинций (и провинций редкометально рудоносных пород) контролируется уже более крупными тектоническими элементами платформ и складчатых поясов, на которые накладываются структуры тектоно-магматической активизации, вмещающие месторождения: системами нижнепротерозойских геосинклинальных трогов и зеленокаменных поясов выступов платформенных фундаментов; срединными массивами и участками ранней консолидации разновозрастных складчатых областей складчатых поясов; глыбовыми структурами мезозойских складчатых областей, наложенными на

близкие им по возрасту и непосредственно им предшествовавшие складчатые структуры; современными рифтами.

Редкометальные пояса, в которые объединяются в основном редкометальные рудные провинции (и провинции развития потенциально редкометально рудоносных пород), имеют сквозьструктурный и более того — сквозьконтинентальный характер и контролируются главным образом разновозрастными рифтовыми системами, а затем сквозьструктурными линеаментами, представляющими собой повышенно проницаемые зоны коромантийного (по крайней мере до астеносферы) заложения. Ослабленные зоны, на которых развивались рифтовые системы, такого же глубокого заложения.

Полигенетичность и разновозрастность редкометальных поясов и провинций обусловлены явлениями унаследованности вмещающих их — рудоконцентрирующих — структур и эволюцией генетических типов редкометального оруденения во времени.

Структуры, вмещающие редкометальные рудные пояса и провинции, почти всегда развивались примерно на одной и той же площади таким образом, что грабены — рифты последующей системы в какой-то мере наследовали грабены предшествовавшей и сохранялось общее простираие последней. Такие структуры (в частности, рифтовые системы) обычно развивались последовательно во времени и в пространстве, наращаясь на одном конце и отмирая на другом (Восточно-Африканская, Байкальская и другие рифтовые системы). Поэтому в современном эрозийном срезе редкометальные месторождения разного возраста располагаются в одних и тех же структурах земной коры.

Такие эндогенные месторождения, как уртитовые и сынные-ритовые (источники алюминиевого сырья), магнетитовые в карбонатитах, вермикулитовые (тоже в карбонатитовых комплексах), оловянно-вольфрамовые в грейзенах и оловянные в редкометальных гранитных пегматитах, связанные с теми же магматическими комплексами, что и редкометальные месторождения, естественно, располагаются в тех же редкометально рудоносных структурах. Понятна также совмещенность в пределах единых провинций редкометальных месторождений со сравнительно большой группой эндогенных месторождений других элементов: с ликвационными медно-никелевыми; железорудными в связи с железистыми кварцитами; ртутными и флюоритовыми гидротермальными; золотыми эксгаляционными; некоторыми стратиформными колчеданными, медными, урано-ториевыми, а также с отдельными каменноугольными, нефтяными, газовыми месторождениями, формирование которых, как и редкометальных месторождений, связано с явлениями тектоно-магматической активизации [Щеглов А. Д., 1968, 1976; и др.].

Таким образом, мы имеем дело с рудными поясами и составляющими их провинциями, характеризующимися комплекс-

ным оруденением. Эти рудные пояса в раннем архее были заложены на весьма тонкой протоколе, характеризовались интенсивным вулканизмом коматитового типа и уже тогда являлись глобальным линейным каркасом глубинных магмопроницаемых структур [Глобальные закономерности..., 1974]. В дальнейшем они непрерывно существовали (в основном в виде участков воздымания) и испытывали оживление в периоды тектоно-магматической активизации. В такие периоды на них закладывались рифтовые системы. Эти пояса не были равномерно проницаемы для магматических расплавов: участки с интенсивным магматизмом сменяются районами с менее широко развитыми магматическими комплексами.

Для многих из них установлены повышенные содержания хлора, бора, фтора, калия, редких земель и радиоактивных элементов во всех магматических породах; происхождение этих элементов связывается с процессами дегазации мантии и с подъемом легколетучих продуктов дегазации (калий, фтор, хлор, бор, водород и др.) в верхние горизонты земной коры по ослабленным зонам [Глобальные закономерности..., 1974]. Все рудные элементы, характерные для месторождений, составляющих рассматриваемые пояса, и в том числе ниобий, цирконий, цериевые редкие земли, названные и многие другие исследователи [Бородин Л. С., 1971; и др.] тоже считают мантийными, а для бериллия, лития, цезия, тантала, иттриевых земель мантийное происхождение предполагается.

Анализ фактического материала по размещению редкометальных месторождений показывает, что они формировались главным образом в раннем архее, верхнем архее — нижнем протерозое, позднем докембрии — нижнем палеозое, в верхнем палеозое — раннем мезозое, на рубеже позднего мезозоя — раннего кайнозоя, причем на разных континентах время проявления импульсов редкометального рудообразования точно не совпадает. Неизохронность эпох редкометального рудообразования, очевидно, объясняется теми же причинами, которые обуславливают несовпадение проявления на разных континентах главных циклов складчатости и магматизма. Мезо-кайнозойская эпоха редкометального рудообразования совпадает с периодом мезо-кайнозойского рифтоформирования; верхнепалеозойско-мезозойская — с возникновением и развитием верхнепалеозойско-мезозойских рифтовых систем; рифейско-нижнепалеозойская — с образованием зон тектоно-магматической активизации и рифтовых систем того же возраста; докембрийские эпохи — с формированием систем геосинклинальных трогов и зеленокаменных поясов.

В свою очередь, эпохи трого- и рифтоформирования — это эпохи глобальной перестройки структур земной поверхности. Так, формирование зеленокаменных поясов — эпоха образования первичных структур — гранитно-метаморфического слоя

земной коры; формирование троговых систем верхнего архея — нижнего протерозоя — эпоха первой перестройки этих структур; время возникновения рифейско-палеозойской рифтовой системы совпадает с началом развития на Земле геосинклинального процесса и примерно совпадает со временем образования впадины Тихого океана (1500 млн. лет) [Пушаровский Ю. М., 1975 г.]. Заложение мезо-кайнозойской мировой рифтовой системы и синхронных ей зон активизации Восточной Азии происходило более или менее одновременно с образованием Атлантического океана и распадом Гондваны.

С научной и в какой-то степени с практической точек зрения представляет интерес установление положения редкометальных рудных поясов и провинций по отношению к границам литосферных плит, выделяемых согласно теории плит-тектоники, поскольку предполагается (и доказывается), что эти границы являются глобальными зонами — проводниками на поверхность Земли глубинного — мантийного вещества и различных глубинных же рудоносных эманаций [Металлогения..., 1973; и др.].

Как известно [Пишон К. Ле и др., 1977; и др.], границы современных жестких литосферных плит фиксируются на земной поверхности зонами высокой сейсмичности и высокими тепловыми потоками и были сформированы перед началом спрединга Атлантики и дрейфа континентов в мезозое, когда единый материк Пангея был расколот на части и образовавшиеся литосферные блоки заскользили по поверхности астеносферы, наращиваясь на своих конструктивных границах и уничтожаясь, загибаясь в мантию, на деструктивных границах.

Границы современных литосферных плит представлены в основном рифтами срединных океанических хребтов и глубинными желобами окраин континентов и поэтому на большем протяжении скрыты под водами океанов. Лишь частично они протягиваются по материкам, где в отдельных случаях совпадают с мезо-кайнозойскими рифтовыми системами (с Восточно-Африканской) или с границами альпийского складчатого Средиземноморского пояса (рис. 45).

Выявление границ литосферных плит, типа и направления их движения в геологическом прошлом представляет большие трудности. Эти вопросы, несмотря на появившееся в последнее время сравнительно многочисленные публикации [Зоненшайн Л. П. и др., 1976; Металлогения..., 1973; и др.], пока дискуссионны.

Можно сказать, что в данном отношении теория плит-тектоники еще не разработана. Более того, многие факты геологической истории (унаследованность разновозрастных материковых рифтовых систем и зон активизации; существование устойчивой во времени сети глубинных планетарных разломов, формирующих такие системы и зоны и подтверждаемых геофизически; связь с ними оруденения и не только редкометального;

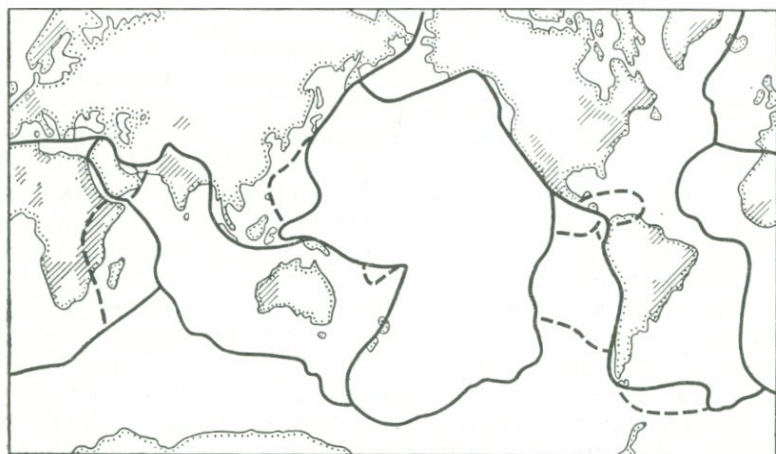


Рис. 45. Современные литосферные плиты, по Ле Пишону [Пишон и др., 1977] и редкометалльные рудные пояса и провинции.

1 — границы главных плит; 2 — границы мелких плит; 3 — зарубежные редкометалльные пояса и провинции

отсутствие признаков сколько-нибудь значительного за всю историю их существования горизонтального перемещения в Восточно-Африканских рифтах, считающихся сторонниками плит-тектоники границей Африканской и Сомалийской плит [Пишон К. Ле и др., 1977; и др.], и т. д.) свидетельствуют об отсутствии на континентах глобальных горизонтальных перемещений отдельных литосферных блоков.

Кроме того, если даже предположить, что рифтовые системы и зоны активизации не достигали астеносферы, а магматические очаги, поставлявшие рудоносные расплавы, находились выше нее, т. е. те и другие были менее глубинными, чем границы литосферных плит, то данные границы как наиболее глубинные должны были быть максимально рудоконцентрирующими, но это далеко не всегда так. Для Восточно-Африканских рифтов, например, это справедливо, а Средиземноморский складчатый пояс — граница Африканской и Евразийской плит — в целом беден крупными эндогенными месторождениями полезных ископаемых.

Наконец, в последнее время отдельные сторонники плит-тектоники пришли к выводу о том, что некоторые литосферные плиты, в частности Африканская, на протяжении всей геологической истории не перемещались. Это доказывается отсутствием явлений «линейного» пропаривания ее рудоносными флюидами и вообще мантийным веществом «горячих точек», выражающимся на поверхности в телескопировании различных разновозрастных магматических и рудных районов.

Глобальная кинематическая картина распределения литосферных плит на поверхности Земли составлена уверенно лишь для современного этапа геологической истории, а также для периода начала мезозойского спрединга и дрейфа континентов. Поэтому положение редкометалльных поясов и провинций можно рассмотреть только по отношению к границам современных плит, т. е. плит, на которые раскололся существовавший до дрейфа континентов древний суперконтинент Пангея.

Разными исследователями выделяется от 6 до 25 и более современных литосферных плит, но крупных плит всего шесть (см. рис. 45). Так как границы этих плит протягиваются в основном в океанах, редкометалльные пояса их не пересекают и лишь в отдельных случаях (Восточно-Африканский пояс, частично Западно-Американский) с ними совпадают (см. рис. 45).

Реконструкция редкометалльных поясов Пангеи для части ее — материков Гондваны — сделана С. Е. Колотухиной [1977], а для всей Пангеи и месторождений, располагающихся в тех же рудных поясах, что и редкометалльные, другими исследовате-

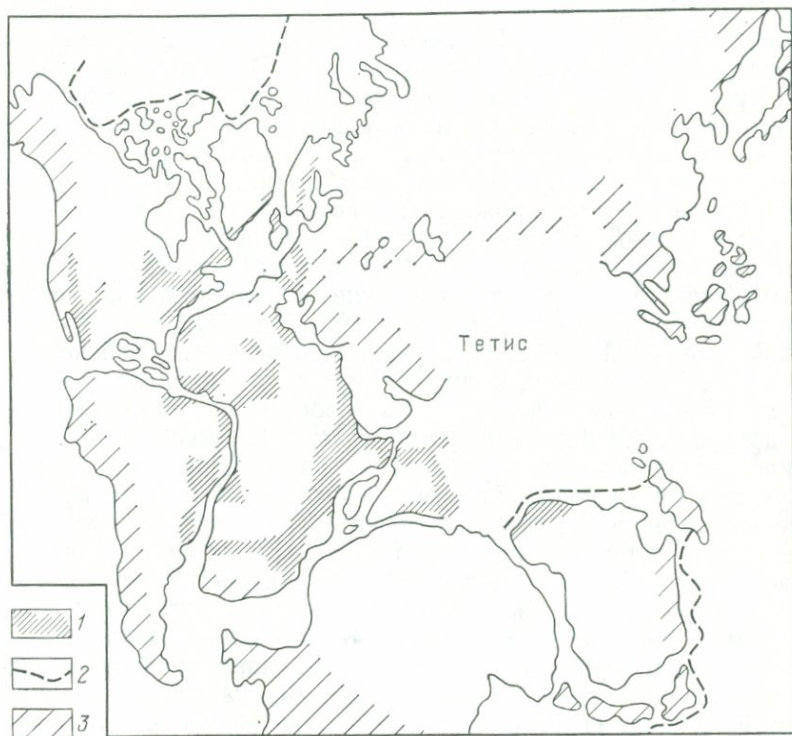


Рис. 46. Положение главнейших зарубежных редкометалльных поясов и провинций (1) на территории Пангеи. Расположение материков по Э. Булларду [Муратов М. В., 1975].

2 — подводные окраины континентов, 3 — зоны альпийской складчатости

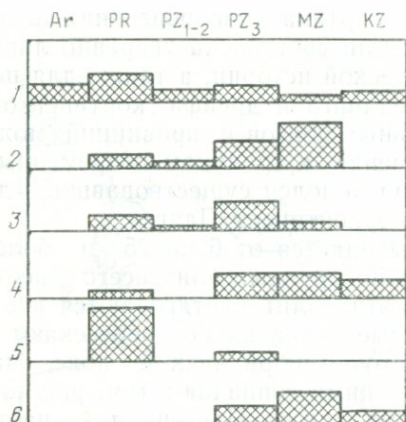


Рис. 47. Генетические типы редкометального оруденения в геологической истории (по запасам основного компонента; в процентах к их сумме, принятой за 100%).

Генетические типы месторождений (в скобках — главный компонент): 1 — пегматитовый (Li), 2 — литий-фтористых гранитов (Ta), 3 — щелочных гранитов (Nb, Ta), 4 — карбонатитовый (Nb), 5 — полевошпат-метасоматитовый (Nb, Ta), 6 — гидротермальный и пневматолито-гидротермальный (Be)

лями [Kutina J., 1972; Зоненшайн Л. П. и др., 1976]. На реконструкциях Пангеи (рис. 46) многие редкометальные пояса и провинции разных континентов смыкаются в единые системы.

Так, Южно-Американский пояс смыкается с Западноафриканско-Европейским, Восточно-Африканский — с Индийским, а последний — с Западно-Австралийским. Эти системы пересекают границы современных континентов — границы литосферных плит, сформировавшихся к началу дрейфа континентов.

Отчетливо проявлена смена генетических типов и масштабов редкометального оруденения во времени. Так, в докембрии преобладают месторождения пегматитовые и в связи с приразломными метасоматитами. Месторождения в литий-фтористых гранитах главным образом мезозойские, а в щелочных гранитах — верхнепалеозойские и раннемезозойские. Карбонатитовые месторождения особенно свойственны кайнозойской, мезо-кайнозойской, верхнепалеозойско-мезозойской эпохам рудообразования, а гидротермальные — кайнозою, мезозою, в меньшей степени верхнему палеозою и относительно редки в другие эпохи развития Земли (рис. 47). Смена генетических типов редкометального оруденения во времени характерна и для каждого редкого элемента в отдельности. Так, архейские месторождения бериллия исключительно пегматитовые. В протерозое появляются бериллиеносные скарны и приразломные метасоматиты. Для каледонского и герцинского периодов наиболее характерны грейзеновые, скарновые, гидротермальные, а для мезозоя — почти только гидротермальные месторождения бериллия. В кайнозое формировались главным образом низкотемпературные гидротермальные месторождения берtrandитовой формации [Генетические типы..., 1975]. Та же закономерность свойственна месторождениям других редких элементов.

Эволюция редкометального оруденения во времени оказывает влияние на особенности размещения различных типов редкометальных месторождений [Солодов Н. А., 1977].

Анализ фактического материала позволил выявить следующие главные глобальные и региональные особенности размещения эндогенных редкометалльных месторождений в земной коре.

1. Редкометалльные месторождения концентрируются в земной коре в трех типах глобальных структур: 1) в докембрийских зеленокаменных поясах и геосинклинальных трогах, 2) в зонах тектоно-магматической активизации, 3) в рифтовых и палеорифтовых системах. Троги и зеленокаменные пояса морфологически, геофизически, по характеру выполняющих их отложений и по металлогении сходны с современными континентальными рифтами и, возможно, являются своеобразным прототипом последних в докембрийской истории развития Земли. Рифтовые и палеорифтовые системы и зоны автономной тектоно-магматической активизации имеют сквозьструктурный, а во многих случаях и сквозьконтинентальный характер и, по-видимому, представляют собой единый тип структур активизации, частным выражением которого являются рифтовые системы.

2. Редкометалльные месторождения группируются в редкометалльные рудные провинции и редкометалльные пояса, пространственно совпадающие с этими структурами. При этом масштабы месторождений в какой-то мере определяются размерами вмещающих их структур: они крупнее в больших структурах. И поскольку зеленокаменные пояса и геосинклинальные трог — крупные элементы фундаментов платформ, а рифтовые системы и зоны тектоно-магматической активизации наиболее масштабны и продуктивны в тех участках, которые наложены на платформы и микроконтиненты (срединные массивы), то в пределах платформ и срединных массивов и сосредоточена подавляющая часть редкометалльных месторождений, причем наиболее богатых по содержаниям полезных компонентов и крупных и весьма крупных по запасам.

3. Редкометалльные месторождения возникали в периоды резкой перестройки структур земной поверхности — в главные глобальные циклы тектоно-магматической активности.

4. Редкометалльные провинции разновозрастны и полигенетичны. Это обусловлено тем обстоятельством, что зоны тектоно-магматической активизации, в том числе рифтовые системы, в отдельных случаях развиваются на месте геосинклинально-троговых систем и часто наследуются друг другом.

5. Разновозрастные полигенетические редкометальные пояса и провинции, как правило, совмещены в пространстве с провинциями эндогенных месторождений ряда других рудных элементов: меди, никеля и платины; железа, вольфрама и олова; ртути, сурьмы и фтора; золота, урана и тория; полиметаллов, алмазов, вермикулита, калийного и небокситового алюминиевого сырья, а также с провинциями материнских для них и для всех остальных перечисленных здесь месторождений интрузивных образований.

6. Всем рифтогенным интрузивным магматическим образованиям свойственны платформенные формы массивов: это лополиты, лакколлиты, силлы, штоки, акколлиты, трубообразные тела, вулканические постройки и другие обладающие зонально-концентрическим внутренним строением так называемые комплексы центрального типа. Массивы нередко имеют межформационный характер, располагаясь между фундаментом грабена зоны активизации (рифтовой системы) или фундаментом геосинклинального трога и выполняющим такую структуру чехлом, всегда приподнимая последний.

7. Редкометальное оруденение эволюционирует во времени: с течением геологической истории его генетические типы становятся все более разнообразными; максимумы развития определенных генетических типов редкометальных месторождений падают на разные исторические эпохи.

Изложенные основные особенности пространственного размещения редкометальных месторождений обуславливают критерии, которые следует учитывать при определении оптимального регионального направления поисковых работ на редкие элементы.

- Алтухов Е. Н., Козлова Г. И., Морозов Л. Н. О размещении щелочных пород в структурах Байкальской горной области. Докл. АН СССР, т. 210, № 3, 1973, с. 815—821.
- Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты)/А. А. Беус, Э. А. Северов, А. А. Ситнин и др. М., Изд-во АН СССР, 1962, 193 с.
- Амурский Г. И. Урало-Оманский линеймент и его роль в региональной структуре Средней Азии.— Геотектоника, 1976, № 2, с. 12—26.
- Андреев Г. В., Шарокишинов А. О., Литвиновский Б. А. Интрузии нефелиновых сиенитов Западного Забайкалья. М., Наука, 1969. 185 с.
- Апельцин Ф. Р., Скоробогатова Н. В., Якушин Л. Н. Генетические черты редкометальных гранитоидов Полярного Урала. М., Недра, 1967. 199 с.
- Архангельская В. В. Гетерогенные интрузивные массивы областей завершенной складчатости.— Советская геология, 1968, № 1, с. 36—45.
- Архангельская В. В. Редкометальные щелочные комплексы южного края Сибирской платформы. М., Недра, 1974. 126 с.
- Архангельская В. В. О поисках полезных ископаемых в пределах палеорифтовых систем.— Разведка и охрана недр, 1975, № 8, с. 4—9.
- Архангельская В. В., Гинзбург А. И., Караева З. Г. Закономерности размещения поясов редкометальных пегматитов.— Советская геология, 1978, № 1, с. 27—38.
- Архангельская В. В., Орлов И. Б. О гранитных пегматитах платформенной стадии развития земной коры.— В кн.: Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири. Иркутск, Изд-во Вост.-Сиб. Правды, 1974, с. 59—60.
- Байкальский рифт. М., Наука, 1968. 183 с.
- Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В. О верхней мантии Земли как о возможном источнике рудного вещества.— Геохимия, 1972, № 12, с. 1515—1541.
- Белевцев Я. Н., Калцев Г. И. Зоны активизации Украинского щита и связь с ними оруденения.— В кн.: Металлогения областей тектоно-магматической активизации. Иркутск, 1973, с. 119—120.
- Белов В. П. Тектоническое положение Кийского щелочного комплекса (Енисейский край). Четвертая науч. отчетная конференция геологического ф-та МГУ. Тезисы докладов, 1969, с. 11—12.
- Белоножко Л. Б. Гранитоиды докембрийских геосинклинальных трогов и их рудоносность (хр. Кодар).— В кн.: Геологические и металлогенические исследования, 1972, с. 51—60. (Труды ИМГРЭ, вып. 4).
- Беляевский Н. А. Тектоника и магматизм грабена Осло.— В кн.: Проблемы геологии (Докл. сов. геологов, XXI сесс. Междунар. геол. конгр.). М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 256—275.
- Беннисон Дж., Райт А. Геологическая история Британских островов. М., Мир, 1972. 320 с.
- Билибин Ю. А. Избранные труды. Т. II, III. М., Изд-во АН СССР, 1959, 431 с.; 1961, 320 с.
- Билибина Т. В. Основные черты металлогении щитов и областей их активизации.— В кн.: Проблемы региональной металлогении. Л., 1973, с. 34—41.
- Билибина Т. В., Казанский В. И., Кратц К. О. Рудные формации и рудоносные структуры раннего докембрия.— Геология рудных месторождений, 1976, № 4, с. 3—10.

Бозин А. В. Проблемы щелочного магматизма Енисейского кряжа.— В кн.: Новые данные к обоснованию региональных магматических схем Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СНИИГГИМС, 1972, с. 74—83.

Борисяк А. А. Происхождение континентов и океанов.— Природа, 1978, № 2, с. 80—91.

Бородин Л. С. О коровых и ювенильных ассоциациях элементов в связи с проблемой их геохимической специализации. Симпозиум по химическим критериям потенциальной рудоносности. Иркутск, 1971, с. 48—54.

Браун Д., Кэмбелл К., Крук К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М., Мир, 1970, 411 с.

Буданов В. И. К вопросу о происхождении и дифференциации Великих Африканских разломов. Докл. АН СССР, 1970, т. 194, № 4, с. 901—904.

Бурмин Ю. А., Ермаков Ю. Н., Тавельская М. Н. Редкометалльные пегматиты в европейской части СССР.— Разведка и охрана недр, 1975, № 9, с. 9—12.

Вильсон А. Чарнокитовые породы Австралии.— В кн.: Вопросы геологии Австралии. М., Мир, 1965, с. 178—200.

Власов К. А. Основные генетические типы редкометалльных месторождений и факторы их образования. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 12, с. 13—32.

Внутреннее строение гранитных пегматитов/Е. Н. Камерон, Р. Г. Джанс, А. Г. Макнейр и др. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1951, 147 с.

Галецкий Л. С. Новая бериллиеносная формация.— Разведка и охрана недр, 1968, № 5, с. 5—14.

Гамалея Ю. Н. Улканская протерозойская гранитоидно-щелочная формация Юго-Восточной Сибири.— В кн.: Вопросы региональной геологии Русской и Сибирской платформ. Труды ВАГТ, 1970, с. 51—59.

Гарфиас В. Ф., Ганин Г. А. Геология Мексики. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1956. 311 с.

Генетические типы гидротермальных бериллиевых месторождений. Под ред. А. И. Гинзбурга. М., Недра, 1975. 247 с.

Геологическое строение СССР. Под ред. Е. Т. Шаталова. Т. II, III. М., Недра, 1966, 533 с.; 1968, 640 с.

Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. (Тр. межвед. симпоз.). Киев, Наукова думка, 1972. 212 с.

Геология и генезис оловорудных месторождений Якутии/Б. Л. Флеров, Л. Н. Индолев, Я. В. Яковлев и др. М., Наука, 1971, 317 с.

Геологическая карта МНР м-ба 1:500 000. Объяснительная записка. Под ред. Н. А. Маринова, Н. С. Зайцева, Р. А. Хасина. М., Недра, 1972.

Геология и полезные ископаемые Африки. (Тр. НИЛЗарубежгеологии). М., Недра, 1973. 415 с.

Геология Кореи. М., Недра, 1964. 501 с.

Геология месторождений редких элементов Южной Америки/С. Е. Колотухина, Л. А. Григорьева, Л. И. Клаповская и др. М., Наука, 1968, с. 279.

Геология и экономика месторождений редких элементов государств Индии и Шри-Ланка/С. Е. Колотухина, В. М. Моралев, Г. А. Топунова и др. М., Наука, 1975, с. 150.

Геология постмагматических ториево-редкометалльных месторождений. Под ред. В. Аневского. М., Атомиздат, 1972. 407 с.

Геодинамика и полезные ископаемые. М., Изд-во ВИНТИ, 1976. 245 с.

Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Гл. редактор К. А. Власов. Т. I, II, III. М., Наука, 1964, 1966. 856 с.

Гинзбург А. И. О некоторых закономерностях размещения редкометалльных пегматитовых полей. Труды ИГЕМ, вып. 41, 1961, с. 37—47.

Гинзбург А. И. Типы месторождений редких элементов.— В кн.: Типы месторождений редких элементов и их поисковые критерии. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 30—42.

- Гинзбург А. И., Архангельская В. В., Шацкая В. Т.* Полевошпатовые метасоматиты — новый генетический тип месторождений полезных ископаемых. — Разведка и охрана недр, 1973, № 1, с. 11—16.
- Гинзбург А. И., Тимофеев И. Н., Фельдман Л. Г.* Факторы, контролирующие размещение редкометалльных пегматитов на территории древних платформ. — В кн.: Вопросы прикладной геохимии и петрографии. Киев, 1975, с. 14—24.
- Гинзбург А. И., Фельдман Л. Г.* Геохимическая направленность процесса формирования редкометалльных гранитов и пегматитов. — В кн.: Междунар. геохим. конгресс. Т. II, кн. 2. М., 1972, с. 261—274.
- Гинзбург А. И., Эпштейн Е. М.* Карбонатитовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., Недра, 1968, с. 105—138.
- Главнейшие провинции и формации щелочных пород.* М., Наука, 1974. 376 с.
- Глобальные закономерности размещения рудных месторождений* / М. А. Фаворская, И. Н. Томсон, В. А. Баскина и др. М., Недра, 1974. 192 с.
- Глуховский М. З., Павловский Е. В.* О проблеме ранних стадий развития Земли. — Геотектоника, 1973, № 2, с. 12—34.
- Говоров И. Н.* Формации и фации редкометалльных месторождений. Тезисы докладов. Выездная сес. Тихоокеанск. геол. ком. на ДВ СССР. Владивосток, 1965, с. 2—4.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н., Фогельман Н. А.* Тектоническое и металлогеническое районирование зон активизации на примере Забайкалья. — Докл. АН СССР, 1966, № 1, т. 166, с. 167—170.
- Гордиенко И. В.* Девонская вулканоплутоническая формация в ЮВ части Восточного Саяна. Улан-Удэ, Бурятское кн. изд-во, 1969. 114 с.
- Гордиенко Л. И., Никольская Ж. Д.* Петрология и металлогения гранитоидных формаций Карелии. М., Недра, 1977. 151 с.
- Гранитоидные и щелочные формации в структурах западной и северной Монголии* / Н. С. Зайцев, С. П. Гаврилова, В. А. Павлов и др. (Тр. совм. Советско-Монгольской науч.-исслед. геол. эксп., вып. 14). М., Наука, 1976. 285 с.
- Грачев А. Ф.* Рифтовые зоны. — Земля и Вселенная, 1974, № 5, с. 28—33.
- Грачев А. Ф.* Рифтовые зоны Земли. Л., Наука, 1977. 314 с.
- Грачев А. Ф., Федоровский В. С.* О единой природе рифтов, авлакогенов и геосинклинальных трогов. — Советская геология, 1970, № 12, с. 121—128.
- Гродницкий Л. Л.* Геохимическая зональность пегматитовых поясов Балтийского щита. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 2 сер., ч. 106, вып. 3, 1977, с. 363—365.
- Давиденко И. В., Волошин А. В., Мец О. Ф.* Условия формирования гранитных пегматитов докембрия. Л., Недра, 1977. 254 с.
- Дикси Ф.* Великие Африканские разломы. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1959. 124 с.
- Докембрий континентов.* Австралия, Африка/Ч. Б. Борукаев, Ю. З. Елизарьев, В. Е. Забродин и др. Новосибирск, Наука, 1976. 222 с.
- Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена.* М., Мир, 1968. 370 с.
- Докембрий Скандинавии.* Под ред. Ранкама. М., 1967. 268 с.
- Егизаров Б. Х.* Геологическое строение Аляски и Алеутских островов (сравнительная характеристика с сопредельными регионами северо-восточной Азии). Л., Недра, 1969. 264 с.
- Ельянов А. А., Моралев В. М.* Тектоническое положение Алданской и Южноверхоаянской провинций ультраосновных-щелочных пород. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1972, № 6, с. 34—40.
- Еськова Е. М.* Щелочные редкометалльные метасоматиты Урала. М., Наука, 1976. 292 с.
- Жидков А. Я.* Новая Северо-Байкальская щелочная провинция и некоторые черты нефелиноносности ее пород. — Докл. АН СССР, 1961, т. 140, № 1, с. 181—184.

Журавлев В. С. Проявления соляной тектоники в современных глубоких морях и в океанических впадинах.— В кн.: Геология и полезные ископаемые соленосных толщ. Киев, 1974, с. 25—32.

Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. X, XI. М., Наука, 1973, 392 с.; 1975, 368 с.

Замараев С. М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М., Наука, 1967. 216 с.

Здорик Т. Б., Рунов Б. Е. Новый массив щелочных пород и карбонатов на востоке Алданского щита.— В кн.: Материалы по региональной геологии. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 94—97 (Тр. ВАГТ, вып. 7).

Зленко Н. Д. Позднесинийские интрузии центрального типа восточной окраины Алданского щита.— В кн.: Материалы по региональной геологии. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 61—74. (Тр. ВАГТ, вып. 7).

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., Недра, 1976. 278 с.

Ибадуллаев С. И., Быков Л. А. Региональные закономерности размещения редкометалльных апогранитов Узбекистана.— В кн.: Основные черты металлогении эндогенных полезных ископаемых Средней Азии. Ташкент, 1975. 420 с.

Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1954. 605 с.

Ирдли А. Петрографические и тектонические провинции запада США.— В кн.: Труды XXI Междунар. геол. конгр., в. II. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1963, с. 12—26.

Ицксон М. И. Связь металлогенических провинций с вулканогенными поясами, крупнейшими тектоническими элементами и типами земной коры.— Труды ВСЕГЕИ, 1974, т. 191, с. 102—120.

Ифантопуло Т. Н. Минералого-геохимические особенности щелочных пород центрального Туркестано-Алая. М., Недра, 1975. 129 с.

Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М., Недра, 1972. 240 с.

Казанский В. И. Минеральные богатства древних щитов.— Природа, 1975, № 2, с. 32—44.

Каледонский комплекс ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии/А. А. Кухаренко, М. П. Орлова, А. Г. Булах и др. М., Недра, 1965. 424 с.

Карбонатиты. М., Наука, 1969. 381 с.

Карпова Е. Д. Сводово-глыбовые области и их металлогения.— В кн.: Проблемы региональной металлогении и эндогенного минералообразования. Труды ВСЕГЕИ, 1968, т. 155, с. 224—250.

Карта тектоники докембрия континентов м-ба 1:1 500 000. Под ред. Ю. А. Косыгина. М., ГУКК, 1972 и объяснительная записка к ней.— Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 152. Новосибирск, 1972. 92 с.

Кац А. Г. Об эффузивных покровах южной части Алданского щита. Труды ВАГТ, вып. 2, 1956, с. 167—171.

Кац А. Г. К вопросу об истории формирования мезо-кайнозойских впадин Алданского щита.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. I. Новосибирск, Изд-во АН СССР, 1962, с. 212—217.

Кац А. Г. Эссекситы кольцевой горы Кара-Буран. Зап. Заб. фил. геогр. о-ва СССР, 1968, т. IV, вып. 4, с. 95—98.

Кинг Ф. Б. Вопросы тектоники Северной Америки. М., Изд-во МГУ, 1969. 180 с.

Кинг Ф. Б. Тектоника Северной Америки. Объяснительная записка к тектонической карте. М., Мир, 1972. 268 с.

Клигин М. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С. Байкалиды юго-востока Сибири. М., Наука, 1970. 153 с.

Коваль П. В. Петрология и геохимия альбитизированных гранитов. Новосибирск, Наука, 1975. 256 с.

Коган Б. И. Редкие металлы (прошлое, настоящее, будущее). М., Наука, 1978. 347 с.

Коган Б. И., Капустинская К. А., Топунова Г. А. Бериллий. М., Наука, 1975. 370 с.

Колотухина С. Е. Структурное положение редкометалльных провинций на древних платформах южного полушария. М., Наука, 1977. 86 с.

Колотухина С. Е., Клаповская Л. И., Рожанец А. В. Геология и экономика месторождений редких элементов Австралии. М., Наука, 1974. 270 с.

Колотухина С. Е., Первухина А. Е., Рожанец А. В. Геология месторождений редких элементов Африки и их экономическое значение. М., Наука, 1964. 303 с.

Конов А. А. О новых массивах щелочных пород на Витимском плоскогорье. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1962, вып. 3, с. 52—61.

Конов А. А. Комплекс щелочных, ультраосновных и основных пород Витимского плоскогорья.— В кн.: Геология СССР. Т. XXXV, ч. I. М., Недра, 1964, с. 213—222.

Кононова В. А. Якуширангит-уртитовая серия щелочных пород. М., Наука, 1976. 214 с.

Кормилицын В. С., Иванова А. А. Полиметаллические месторождения Широкинского рудного поля и металлогения Восточного Забайкалья. М., Недра, 1968. 175 с.

Костюк В. П., Базарова Т. Ю. Минералы и минеральные парагенезы щелочных пород Ботогола (Вост. Саян). Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1966, в. 31, с. 128.

Косыгин Ю. А. Докембрийская тектоника Сибири. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1964. 311 с.

Косыгин Ю. А. Геотектоника. Новосибирск, Наука, 1969. 615 с.

Кравченко С. М., Власова Е. В. Щелочные породы Центрального Алдана. М., Изд-во АН СССР, 1962. 189 с.

Красный Л. И. Проблемы тектонической систематики. Л., Недра, 1977. 125 с.

Красный Л. И., Ицксон М. И. Некоторые проблемы геотектоники и металлогении Востока СССР.— Геотектоника, 1970, № 2, с. 30—41.

Кварзин А. И. Генетические особенности литиевых пегматитов Бугуни (Республика Мали).— Изв. вузов. Геология и разведка, 1976, с. 6—24.

Кудрин В. С. Щелочные интрузии северо-восточной части Тувы.— Советская геология, 1962, № 4, с. 40—52.

Кудрявцев В. А., Ахметов Р. Н., Бирюлькин Г. В. Стратиграфия и тектоника верхнеархейских и нижнепротерозойских образований Удоканского и Кодарского хребтов.— Геология и золотоносность докембрия Якутии. Вып. 19, Якутск, 1971, с. 113—134.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964. 387 с.

Кузнецов Ю. А., Сулиди-Кондратьев Е. Д., Козлов В. В. Тектонические элементы северной части Африкано-Аравийского континента.— Геотектоника, 1974, № 3, с. 48—59.

Куликов П. К., Белоусов А. П., Латышев А. А. Западно-Сибирская триасовая рифтовая система.— Геотектоника, 1972, № 6, с. 79—88.

Кухаренко А. Я., Донцова Е. И. К проблеме генезиса карбонатитов.— Геология рудных месторождений, 1962, № 2, с. 42—51.

Кухаренко А. А. Щелочный магматизм восточной части Балтийского щита. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, нов. сер., 1967, ч. 96, вып. 5, с. 547—566.

Кушев В. Г. Сподуменовые пегматиты в Криворожье.— Минерал. сб. Львовского геол. о-ва, № 14, 1960, с. 357—362.

Левашов К. К. Среднепалеозойская рифтовая зона Сетте-Дабана. Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 3, с. 911—916.

Левин В. Я. Петрология Ильменогорского комплекса. Тр. Ин-та геологии и геохимии Уральского науч. центра АН СССР, 1972, в. 93, с. 130—154.

Лейтес А. М., Федоровский В. С. О геосинклиналиных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны.— Геотектоника, 1968, № 4, с. 114—128.

Леонтьев Л. Н. Формация позднегерцинских редкометалльных гранитов и редкометалльные пояса Прииртышья. М., Недра, 1969. 156 с.

Лозачев Н. А. Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. Автореф. докт. дис. Иркутск, 1972. 59 с.

Магакьян И. Г. Редкие, рассеянные и редкоземельные элементы. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1971. 253 с.

Магакьян И. Г. Металлогения. М., Недра, 1974. 303 с.

Максимов Е. П. Мезозойские кольцевые комплексы Алданского щита.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 3, с. 34—41.

Максимов Е. П. Опыт формационного анализа мезозойских магматических образований Алданского щита.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 4, с. 16—32.

Максимов Е. П., Угрюмов А. Н. Мезозойские магматические формации Алданского щита.— Советская геология, 1971, № 1, с. 107—112.

Марков М. С. О некоторых чертах строения протерозойских геосинклинальных трогов.— В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., Наука, 1964, с. 15—20.

Матвеевко В. Т., Шаталов Е. Т. Основные закономерности размещения оловянного оруденения на Северо-Востоке.— Геология рудных месторождений, 1963, № 2, с. 46—61.

Металлогения и новая глобальная тектоника. Тез. докл. совещ. «Проблемы метал. в свете идей нов. глоб. тект.», Л., Изд-во картфабр., 1973, с. 156.

Милановский Е. Е. Рифтовые зоны геологического прошлого и связанные с ними образования.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, вып. 5, с. 57—84.

Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М., Наука, 1976. 278 с.

Минералогия и геохимия бериллиевых месторождений. Под ред. А. И. Гинзбурга. М., Недра, 1973. 251 с.

Миронюк Е. П., Любимов Б. К., Магнушевский Ж. Л. Геология западной части Алданского щита. М., Недра, 1971. 210 с.

Моралев В. М., Ельянов А. А. Новые данные о возрасте ультраосновных и щелочных пород Алданского щита.— Докл. АН СССР, 1961, № 3, с. 311—316.

Моралев В. М., Шмакин Б. М. Тектонические и физико-химические условия формирования докембрийских пегматитовых полей Индии.— Геотектоника, 1976, № 1, с. 52—55.

Музис А. И. Кайнозойские отложения и новейшая тектоника Олекмо-Витимской горной страны. Автореф. канд. дис. М., МГУ, 1970, 178 с.

Муратов М. В. Тектоника Индийской платформы и сравнение ее развития с Восточно-Европейской.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 10, с. 3—21.

Муратов М. В. Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и история их формирования.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1966, № 3, с. 3—48.

Муратов М. В. Главнейшие типы впадин древних платформ и проблемы их происхождения. Бюл. МОИП. Отд. геол. 1972, т. 47, вып. 5, с. 61—71.

Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин. М., Наука, 1975. 176 с.

Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963. 205 с.

Некрасов Н. Я. Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1962. 301 с.

Новая глобальная тектоника. М., Мир, 1974. 471 с.

Новикова А. С. Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. М., Наука, 1975. 472 с.

Общие принципы регионального металлогенического анализа и методики составления металлогенических карт для складчатых областей. Под ред. П. М. Татарникова, В. Г. Грушевого, Г. С. Лабазина. Материалы ВСЕГЕИ, вып. 22. М., Госгеолтехиздат, 1957. 150 с.

- Овчинников Л. Н., Солодов Н. А.* Формационно-парагенетическая классификация месторождений литофильных редких элементов.— В кн.: Проблемы минерального сырья. М., Наука, 1975, с. 71—109.
- Основные проблемы рифтогенеза.* Новосибирск, Наука, 1977. 223 с.
- Основные структурные элементы Сибири в позднем докембрии/Ю. А. Косыгин, А. К. Башарин, Н. А. Берзин и др.—* Геология и геофизика, № 10, 1962, с. 68—82.
- Особенности появления тантал-ниобиевой минерализации в зоне глубинного разлома (Северо-Западное Прибайкалье)/Н. Н. Вишняков, В. Н. Собаченко, Ю. П. Попов и др.—* Докл. АН СССР, т. 206, № 1, 1972, с. 911—917.
- Павловский Е. В.* О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.— В кн.: Геология и петрология докембрия. Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, вып. 5. Изд-во АН СССР, 1962, с. 77—108.
- Павловский Е. В.* Происхождение и развитие древних платформ.— В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., Наука, 1964, с. 33—42.
- Павловский Е. В.* Ранние стадии развития земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 5, с. 3—28.
- Патык-Кара Н. Г., Гришин М. А.* Место хр. Полоусного в структуре Северо-Востока СССР и его новейшая тектоника.— Геотектоника, 1972, № 4, с. 90—98.
- Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
- Пейве А. В.* Тектоника Срединно-Атлантического хребта.— Геотектоника, 1975, № 5, с. 3—18.
- Пишон К. Ле, Франшто Ж, Боннин Ж.* Тектоника плит. М., Мир, 1977. 287 с.
- Поля редкометалльных гранитных пегматитов.* Под ред. М. В. Кузьменко. М., Наука, 1976. 332 с.
- Постельников Е. С.* Байкальский орогенез (на примере Енисейского края). М., Изд-во Наука, 1973. 148 с.
- Проблемы тектоники территории СССР и размещения полезных ископаемых.* Тезисы докл. М., Изд-во ТАСС, 1977. 45 с.
- Пуцаровский Ю. М.* Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента земной коры. М., Наука, 1972.
- Радкевич Е. А.* Роль разрывных нарушений в развитии Тихоокеанского рудного пояса.— В кн.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 203—221.
- Радкевич Е. А.* Очерк металлогении Тихоокеанского рудного пояса. М., Наука, 1976. 94 с.
- Радкевич Е. А.* Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса. М., Наука, 1977. 176 с.
- Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР.* М., Наука, 1977. 143 с.
- Редкоземельные элементы и их месторождения.—* Геология месторождений редких элементов, 1959, вып. 3. 113 с.
- Редкометалльные граниты Монголии/В. И. Коваленко, М. И. Кузьмин, Л. П. Зоненшайн и др. М., Наука, 1971. 229 с.*
- Розинов М. И.* Типы тектонического развития и проблема генетической классификации континентальных структур.— Геотектоника, 1975, № 5, с. 3—21.
- Роль рифтогенеза в геологической истории Земли.* Новосибирск, Наука, 1977. 224 с.
- Роненсон Б. М.* Происхождение миаскитов и связь с ними редкометалльного оруденения.— Геология месторождений редких элементов, вып. 28, 1965. 118 с.
- Россовский Л. Н.* Памиро-Гиндукушская провинция редкометалльных пегматитов.— В кн.: Металлогения Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1968, с. 396—398.
- Россовский Л. Н., Матросов И. И.* Хангай-Хэнтэйский пояс редкометалльных пегматитов (МНР). Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 3, с. 675—680.

*Россовский Л. Н., Чмырев В. М., Еременко Г. К., Мир Акбар.* Геология и условия образования сподуменовых пегматитов Гиндукуша (Афганистан).—Геология рудных месторождений, 1976, № 6, с. 18—26.

*Рудные месторождения США.* М., Мир. Т. I, 1972, 524 с.; т. II, 1973, 681 с.

*Руттен М. Г.* Геология Западной Европы. М., Мир, 1972. 442 с.

*Саид Р.* Геология Египта. М., Мир, 1965. 276 с.

*Салоп Л. И.* Геология Байкальской горной области. Т. I, II. М., Недра, т. I, 1964, 515 с.; т. II, 1967, 969 с.

*Свешникова Е. В., Семенов Е. И., Хомяков А. П.* Заангарский щелочной массив, его породы и минералы. М., Недра, 1976. 79 с.

*Семенов Н. П.* Геохронология стабилизации докембрийских платформ континентов.— В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. Тр. XVI сес. ком. по опр. абс. возр. геол. форм., М., Наука, 1973, с. 132—151.

*Семихатов М. А.* Сибирская платформа и смежные прогибы.— В кн.: Вендомий и его региональные подразделения. М., Наука, 1974, с. 26—40.

*Система рифтов Земли.* М., Мир, 1970. 279 с.

*Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. М., Наука, 1976. 687 с.

*Смирнов С. С.* О Тихоокеанском рудном поясе.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 2, с. 44—56.

*Смирнова М. Н.* Основы геологии СССР. М., Изд-во Высшей школы, 1971. 415 с.

*Солодов Н. А.* Использование данных экзогенной минерализации литофильных редких элементов при поисково-разведочных работах.— В кн.: Геология, методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых. М., ВИЭМС, 1976, вып. 10, с. 26.

*Солодов Н. А.* Главные закономерности распределения редкометалльного орудения в земной коре.— Геология и геофизика, 1977, № 2, с. 3—19.

*Стоялов С. П.* Арбарастахский массив ультраосновных и щелочных пород.— В кн.: Материалы по региональной геологии. Госгеолтехиздат, 1961, с. 74—85.

*Твалчрелидзе Г. А.* Рудные провинции мира (Средиземноморский пояс), Недра, 1972. с. 344.

*Твердохлебов В. А.* Тектоническое строение западной части Гвинейско-Либерийского щита Африки.— В кн.: Вопросы геологии докембрия континентов. Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 129. Новосибирск, Наука, 1970, с. 190—197.

*Тектоника Евразии.* Объяснительная записка к тектонической карте и карта Евразии м-ба 1 : 500 000. М., Наука, 1967. 487 с.

*Тектоника Монгольской Народной Республики.* Труды совм. Сов.-Монг. науч.-исслед. геол. эксп., вып. 9. М., Наука, 1974. 410 с.

*Тектоника срединных массивов.* Тезисы докл. М., Изд-во МГПИ, 1974. 32 с.

*Тектоника Средиземноморского пояса.* Тезисы докл. М., Изд-во ТАСС, 1978. 51 с.

*Тектоника Колымского срединного массива.* Тез. докл. Семинара Тектонического комитета. М., Изд-во МГПИ, 1976, с. 22.

*Тернер Ф. Дж., Ферхуген Дж.* Петрология изверженных пород. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1961. 592 с.

*Титано-тантал-ниобаты*/С. А. Горжевская, Г. А. Сидоренко, А. И. Гинзбург. М., Недра, 1974. 342 с.

*Тихомирова Н. И.* О механизме образования редкометалльных пегматитов и их связи с процессами региональной гранитизации.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., Недра, 1975, с. 111—114.

*Тихоненкова Р. П., Нечаева И. А., Осокин Е. Д.* Петрология калиевых щелочных пород. М., Наука, 1971. 218 с.

*Троговый комплекс Алданского щита и его образование*/М. З. Глуховский, В. С. Коган, В. М. Моралев и др.— Геология и геофизика, 1976, № 6, с. 3—12.

Тугаринов А. Н., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология мате- риков. М., Недра, 1970. 432 с.

Угрюмов А. Н. О связи щелочного магматизма и тектоники Централь- но-Алданского района Алданского щита.— В кн.: Тектоника Сибири, т. 2, 1970, с. 54—68.

Федоров Е. Е. Особенности строения Кейвского синклиория и положен- ие в нем щелочных гранитов.— Бюл. МОИП, Отд. геол., т. 77, 1972, вып. 5, с. 12—23.

Флеров Б. Л. Оловородные месторождения Яно-Колымской складчатой области. Новосибирск, Наука, 1976. 284 с.

Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1960. 260 с.

Фогельман Н. А. Тектоника мезозойского сводового поднятия Забай- калья и закономерности размещения в его пределах золоторудных место- рождений.— Труды ЦНИГРИ, вып. 64, 1968. 195 с.

Фролов А. А. Пространственное размещение массивов ультраосновных- щелочных пород.— Геотектоника, 1973, № 8, с. 59—63.

Фролов А. А. Структура и оруденение карбонатитовых массивов. М., Недра, 1975. 159 с.

Хайн В. Е. Региональная геотектоника (Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка). М., Наука, 1971. 548 с.

Хайн В. Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Запад- ная Азия. М., Недра, 1977. 612 с.

Хазов Р. А. Геологические особенности оловянного оруденения Север- ного Приладожья. Л., Наука. 1973. 87 с.

Хольтедаль У. Геология Норвегии. Т. 1. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1957. 464 с.

Хомяков А. П., Семенов Е. И. Гидротермальные месторождения фтор- карбонатов редких земель. М., Наука, 1971. 134 с.

Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., Недра, 1968. 230 с.

Шейнманн Ю. М., Апелъцин Ф. Р., Нечаева Е. А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними полезная минерализация.— Геология место- рождений редких элементов, вып. 12—13. М., Госгеолтехиздат, 1961. 177 с.

Шмакин Б. М. Мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты Индии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 1, с. 63—72.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., Нед- ра, 1968. 180 с.

Щеглов А. Д. Металлогения срединных массивов. Л., Недра, 1971. 148 с.

Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа. М., Недра, 1976. 294 с.

Щелочные породы. Под. ред. Х. Серенсона. М., Мир, 1976. 400 с.

Щелочные провинции и формации. М., Наука, 1974. 492 с.

Щерба Г. Н. Геотектогенез и рудные пояса. Алма-Ата, Наука, 1970. 183 с.

Шуберт Ю., Фор-Мюре А. Тектоника Африки. М., Мир, 1973. 540 с.

Южно-Гобийский пояс редкометалльных щелочных пород МНР и его структурное положение/В. И. Коваленко, М. И. Кузьмин, А. С. Павленко и др.— Докл. АН СССР, 1973, т. 208, № 3, с. 123—128.

Яшина Р. М., Борисевич И. В. Абсолютный возраст щелочных пород Восточной Тувы.— В кн.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения. М., Наука, 1966, с. 35—42.

Яшина Р. М., Павлов В. А., Аракелянц М. М. Абсолютный возраст и исто- рия формирования гранитоидных и щелочных пород Северной Монго- лии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 6, с. 62—80.

Яценко Н. Я., Серых В. И. Геохимические и металлогенические особен- ности интрузивного магматизма позднегерцинских зон активизации Цент- рального Казахстана.— В кн.: Закономерности размещения полезных иско- паемых. Т. XI. М., Наука, 1975, с. 251—260.

- Allsop H., Ulrych T., Nicolaysen L.* Dating of some significant events in the history of the Swaziland System by the Rb—Sr isochron method—*Canad. J. Earth Sci.*, 1968, Part. 2, 5, N 3, p. 70—83.
- Almeida F. F. M.* De Tectono—magmatic activation of the South American platform and associated mineralization.—*Int. Geol. Congr.*, 24 sess., Canada, 1972, sec. 3, Tectonics, Montreal, 1972, p. 339—346.
- Anhaeusser C. R., Mason R., Viljoen M. J., Viljoen R. P.* A reappraisal of some aspects of Precambrian suveld geology.—*Bull. Geol. Soc. America*, 1969, vol. 80, N 11, p. 2175—2200.
- Anhaeusser C. R.* The evolution of the early Precambrian crust of Southern Africa. A discussion on the evolution of the Precambrian crust.—*Phill. Trans. Roy. Soc.*, London, 1973, vol. 273, N A 1235, p. 259—385.
- Anhaeusser C. R.* Archean metallogeny in southern Africa.—*Econ. Geol.*, 1976, 71, N 1, p. 16—43.
- Baetz E. H.* Stratigraphy and regional Tectonic implications of part of Upper Cretaceous and Tertiary rocks, East—Central San Juan Basin., New Mexico—*U. S. Geol. Sur. Prof.*, 1967, Pap., 552, p. 1—101.
- Baily D. K.* The Mid—Zambezi—Luangwa rift and related carbonatite activity.—*Geol. Mag.*, 1961, 98, N 4, p. 277—285.
- Baldwin O. D., Adams J. A. S.* K<sup>40</sup>—Ar<sup>40</sup> Ages of the Alkalic igneous Rocks of the Balcones Fault Frennd of Texas.—*The Texas Journ. of science.*, 1971, vol. 122, N 2, 3, p. 223—229.
- Bear K. E.* The petrography on some the riebeckite—granites of Nigeria.—*London.* 1952, p. 38.
- Berggeren T.* Minerals of the Varutrask pegmatite, XXV Some new analyses of lithium bearing mica minerals.—*Geol. Fören. i. Stockholm förhac.*, 1941, 63, H. 3, N 426, p. 268—278.
- Berthelsen A.* On the geology of the country around Ivigtût, S. W. Greenland.—*Geol. Rundschau*, 52, 1962, p. 269—279.
- Bhola K. L., Bhatnagar G. S.* Occurence of beryllium minerals in Orissa.—*Trans. Mining. Geol. Metallurg. Just. India.*, 1971, vol. 68, N 2, p. 1—7.
- Boissonnas J., Bouvet M., Damay J.* Carta geologique du Sahara 1 : 500 000, Fort Poliquac—Fort Gardel, 1961.
- Bostrom R. C.* Ocean ridge system in North-West America.—*Amer. ass. petr. geol. bull.*, 1967, 51, N 9, p. 1816—1832.
- Breemen van O., Upton B. G. J.* The age of some Gradar Intrusive-Complex, south Greenland.—*Bull. Geol. Soc. Am.*, 83, 1972, p. 3381—3390.
- Bugrov V. A., Shalaby I. M.* Geochemical prospecting in the Eastern Desert of Egypt.—*Geochem. Explorat.*, 1974, Amsterdam, 1975, p. 523—530.
- Caby R.* Une nouvelle interpretation structurale et chronologique des „series a“ facies suggarien et a „facies pharusien“ dans le Ahaggar.—*C. R. Acad. Sci. Paris*, 268 (D), 1969, p. 1248—1251.
- Cameron E. N., Laraber D. M. a. o.* Pegmatites Investigation 1942—45 New England.—*Geol. Surv. Profess. Paper.*, 1954, 255, p. 352.
- Chatteriel A.* Structural tectonics and metamorphism in a part of South Bastar (M. P.)—*Quart. J. Geol. Mining and Metallurg. Soc.*, India, 1970, vol. 42, p. 75—95.
- Choubert B.* Geochronologie—Ages absolus du Précambrien guyanais.—*C. I. Acad. Sci.*, 1964, 258, N 1—2.
- Choubert B.* État actuel de nos connaissances sur la géologie de la Guyane française.—*Bull. Soc. Géol. France*, ser. 7, 1966, 7, N 1.
- Clark T. H.* Montreal area, Laval and Lachine map—areas, Quebec.—*Dept. Mines.*, *Geol. Rept.*, 46, 1957, p. 507—513.
- Clifford T. N., Nicolaysen L. O., Burger A. J.* Petrology and age of the pre—Otakibasiment granite at Franzfontein, Northern South-West Africa.—*J. Petrology*, 1962, vol. 3, pt. 2, p. 244—279.
- Corn H., Martin H.* The Messum igneous complex in South—West Africa.—*Trans. and Proc. Geol. Soc. S. Africa*, 1954, 57, p. 83—124.
- Crowford A. R.* India, Ceylon and Pakistan: new age data and comparisons with Australia.—*Nature*, 1969, vol. 223, N 5204, p. 380—384.

- Crouse R. A., Cerny P.* The Tanco pegmatite of Bernic Lake, Manitoba. — *J. Geol. and Petrogenesis*. — *Canad. Mineralogist*, 1972, vol. 11, p. 591—608.
- Currie K. L.* Nepheline gneisses at Copeland Mountain, British Columbia—*Pap. Geol. Surv. Can. Pt. A., N 1*, 108, p. 1971.
- Dixey F.* The East African riftsystem. — *Colonial Geol. and Miner. Resources, Supplement, N 1*, 1956, p. 71.
- Doig R., Barton J. M.* Ages of carbonatites and other alkaline rocks in Quebec. — *Can. J. Earth. Sci.*, 5, 1968, p. 1401—1407.
- Ebert H.* Beitrag zur Gliederung des Prakambriums in Minas Gerais, Feol. Rundschau., 1967, 45, H. 3.
- Emeleus C. H., Harry W. T.* The Jdaliko nepheline syenite complex, south Greenland. General description. — *Bull. Grønlands geol. Unders*, 85, 115, 1970.
- Emslie R. F.* The geology of the Michikaman intrusion. — *Geol. Surv. Can. Pub.*, 1970, p. 68—57.
- Fenton M. D., Faure G.* Rb-Sr whole rock age determinations of the Iron Hill and M. C. Clure Mountain carbonatite-alkalic complexes Colorado. — *Mountain Geol.*, vol. 7, 4, 1970, p. 269—275.
- Fenton M. D., Faure G.* Rb-Sr whole rock age determination for the Rainy Creek alkalic-ultramafic complex., Montana. — *Mountain Geol.*, vol. 7, 4, 1970, p. 277—280.
- Ferguson J.* Geology of the Ilimaussaq alkaline intrusion, south Greenland. — *Bull. Grønlands geol. Unders.*, 39, 82, 1964.
- Ferguson J., Currie K. L.* The geology and petrology of the alkaline carbonatite complex at Callander Bay, Ontario—*Bull. Geol. Surv. Can.*, N 217, 1972, p. 103.
- Fryklund V. C., Harner R. S., Kaiser E. P.* Niobium (columbium) and titanium of Magnet Cove and Potach Sulphur Springs, Arkansas. — *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1015—B, 1954, p. 23—57.
- Furon R.* Matériaux pour l'étude de la Houle crustale et de la megatectonique du sode africain. — *Rev. geogr. phys. geol. dyn.* (2), vol. VII, fasc. 1, Paris, 1965.
- Geology and Economic Minerals of Canada.* *Scien. Edit. R. I. W. Doyglas.* *Geol. survey of Canada.* — *Econ. Geol. Report, N 1*, 1970, p. 838.
- Geology of Australian ore deposits.* Second edition, Melbourne, 1970.
- Gerassimovskiy V. J., Kuznetsova S. Y.* On the petrochemistry of the Ilimaussaq intrusion, south Greenland. — *Geochim. Int.* 4, N 2, 1967, p. 236—246.
- Glandeand L., Alinat J. e. a.* Grandes structures de la mer Ligure, leur évolution et leurs relations avec les chaînes continentales. — *Bull. Soc. Géol. France.*, 1966, t. III, N 7, p. 922—937.
- Glikson A. J.* Early Precambrian evidence of a primitive ocean crust and island nuelli of sodic granite. — *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1972, vol. 83, N 11, p. 3323—3344.
- Grabert H.* Zum Bau des Brasilianischen Schildes Versuch einer Analyse des Brasiliden—Orogenes. — *Geol. Rundschau.* 1963, 52, H. 1.
- Grant N. K.* Geochronology of Precambrian basement rocks from Ibadan; South-Western Nigeria. — *Earth Planet. Sci. Letters*, 1970, vol. 10, N 1, p. 29—38.
- Guimarães* Du Note preliminar sobre a jazida de Barreiro, Municipio de Araxa, Minas Gerais. — *Bol. Ins. Technol. Industrial*, 1946, 2.
- Haapala I.* Some petrological and geochemical characteristics of rapakivi granite varieties associated with greisentype Sn, Be and W mineralization in the Eurojoki and Kimi areas, Southern Finland. — *Metallog. assoc. with acid Magmatism*, 1974, vol. 1, Praha, p. 159—170.
- Hamilton E. I.* The geochemistry of the northern part of the Ilimaussaq intrusion, south Greenland. — *Bull. Grønland geol. Unders*, 42, 104, 1964.
- Harkin D. A.* The Rungwe volcanics at the Northern end of the Lake Nyasa. — *Mem. geol. surv. Tanganyika*, 1960, N 11.
- Haughton S.* Geological history of Southern Africa. — *Geol. Soc. S. Afr. Cape Town*, 1969, p. 528.
- Heinrich B. W.* Tin-tantalum-lithium pegmatites of the São João del Rei district, Minas Gerais, Brazil. — *Econ. geol.*, 1964, 59, N 6.

- Herz N., Hurley R. M., Pinson W. H., Faibairn H. W.* Age measurements from a part of the Brazilian shield.—Bull. Geol. Soc. Am., N 7, 1961.
- Hewitt D. F.* Nepheline syenite deposits of Southern Ontario.—Ontario Dpt. Mines. Ann. Rept., 1961, vol. 69, Pt. 8, p. 143—169.
- Heyl A. V.* The 38th parallel lineament and its relationship to ore deposits.—Econ. geol., vol. 67, N 7, 1972, p. 879—895.
- Högbom A. G.* Zur Mechanik der Spaltenverwerfungen.—Bull. Geol. Inst. Upsala, 13, 391, 1916.
- Hunter D.* The ancient gneiss complex in Swasiland.—Franc. Geol. Soc. S. Afr., 1970, vol. 73, N 3, p. 107—150.
- Hutchinson R. W. A., Claus R. J.* Pegmatite deposits, Alto—Ligonha, Portuguese, East Africa.—Econ. Geol., 1956, vol. 51, N 8, p. 757—780.
- Illies H. A.* The Greenbushes tin-tantalite district.—In: Geology of Australian ore deposits, vol. 1; Edwards A. B. K. (Ed), 1953.
- Illies I. H.* An intercontinental belt of the world rift system.—Tectonophysics, 1969, vol. 8, N 1, p. 5—29.
- Illies I. H.* Die großen Graben—Garmonische Strukturen in einer Mantle Project. Sci. Rp., N 27, Stuttgart, 1970, p. 1—27.
- Illies I. H.* Taphrogenesis and plate tectonics.—In: Approaches to taphrogenesis—Inter.—Union Comm. Geodynamics, Sci. Rp., N 8, Stuttgart, 1974, p. 433—460.
- Jacobson R. R. E., McLeod W. N., Black R.* Ring-complexes in the Younger granite Province of Northern Nigeria.—Mem. Geol. Soc. London, 1958, N 1.
- Jann B. M., Shin Ch. Y.* On the age of the Onverwacht Swaziland sequence, South Africa.—Geochim. et cosmonacta, 1974, vol. 38, N 6, p. 873—887.
- Joplin G. A.* A petrography of Australian igneous rocks. Sidney, 1964, N 1, 1968.
- King Lester G.* The morphology of the Earth.—Edinburg—London, 1967.
- Kriewaaldt M. J. B., Kalgoorlie W. A.* 1:250 000 geol. ser. Explan. notes Sheet SH. 51—9, 1969, p. 18.
- Kutina J.* Hygrothermal control on deposits in the western United States: a new concept of structural control of distribution.—Science, vol. 165, 1969, p. 105—118.
- Kutina J.* The Gudson Bay Paleolineament and Anomalous Concentration of Metals along it.—Econ. Geol., 1971, vol. 66, p. 314—325.
- Kutina J.* A contribution to the correlation of structural control of ore deposition between North America and Western Europe.—Soc. Min. Geol. Japan. Issue, 3, 1971, p. 70—75.
- Kutina J.* Regularities in the distribution of hypogene mineralization along rift structures. b 24-th. IGC Sec., 1972, p. 134.
- Kutina J., Fabbri A.* Relationship of structural Lineaments and mineral occurrences in the Abitibi area of Canadian shield.—Geol. Surv. of Canada, Papar 71—9, 1972, p. 36.
- Laffite P.* La metallogenia de la France.—Bull. Soc. Geol. de France, 1966, VIII, p. 52—72.
- Landwehr W. R.* The Genesis and distribution of major mineralization in Western United States.—Econ. Geol., vol. 63, N 8, 1968, p. 967—970.
- Larsen E. S., Hurlbut C. S., Burgess C. H., Buie E. F.* Igneous rocks of the Highwood Mountains, Part II—VII.—Geol. Soc. Am. Bull., 1941, vol. 52, p. 1829—1868.
- Loczy L.* Paleogeography and history of geological development of the Amazonas Basin.—Jahrb. Geol. Bundesanstalt, Wien., 1963, 106, H 2.
- Machairas G.* Les pegmatites de la Guyane française.—Chronique mines, 1963, 31, N 332.
- McConnel I. R., Miczitis J.* Mineral deposits. Atlas of Australia resources, Second series, Second ed. Canberra, 1965.
- McConnel R. B.* The East African rift system.—Nature, 1967, v. 215, N 5101, p. 578—581.

- McLeod I. R. Tantalium and columbium Australian Mineral Industry. — In: The mineral deposits. McLeod (Ed) Bull. Bur. Mineral Resources, Geol. and Geophys., Dert. Nat. Development, Commonwealth Austral., 1969, N 72.
- Magnusson N. H. Ljusnarbergs melmtrakt., S. G. U., Ser. Ca, N 30, 1940.
- Markham N. L. Summary outline of metallogenesis in the Hew England fold belt. — Miner. Deposits New S. Walles. S. I., 1975, p. 448—451.
- Meyer A., Bethune P. de. The Lueshe carbonatite (Kivi, Belgian Congo) — Intern. Geol. Congr., Report of the 21—st ses., Norden (Denmark, Finland, Iceland, Norway, Sweden), 1960, Gen. ed. Th. Sorgenfrei. Pt. 13, Proc. sec. 13. Petrographic provinces, igneous and metamorphic rocks. Ed. by Ch. Oftedahl. S. Hjelmgvist Copenhagen, 1960, p. 304—309.
- Noldart A. J., Wyatt J. D. The geology of portion of the Pilbara Gold-field covering Marble Bar and Nullagine 4—mile map cheets W. A. Geol. Surv. Bull., 1962, vol. 115, p. 24.
- Park G. M. Bull. Utah. Geol. and Miner. Surv., 1970, 81, p. 23.
- Phinney W. C. Chemical relations between Keweenawan lavas and the Duluth Complex, Minnecota, — Geol. Soc. Am., 81, 1970, p. 2487—2496.
- Prider R. T. South—West Yilgarnia — In: Sir. D. Mawson Anniversary Volume. Adelaide, 1952, p. 143—152.
- Poldervaart A. Archaean charnockitic adamellite phacoliths in the Keimoes—Kaxamas region, Cape province South Africa—Trans. Geol. Soc. S. Afr., 1966, vol. 69, January to December, p. 139—154.
- Puustinen K. Richterite and actinolite from the Siilinjarvi carbonatite complex, Finland. — Bull. Geol. Soc. Finland, 1972, 44.
- Richter-Bernburg G. The Obborhain graben in its European and global setting. In: Approaches to riftogenesis. — Inter—Union Comm. on geodynamics., Sci. Rp. N 8, Stuttgart, 1974, p. 13—43.
- Satran V. e. a. Problemy metalogeneres Ceskěno macivu. — Sborn. Geologičyč veb., nug. 1966, sv. 8, p. 7—112.
- Sainsbury C. L., Milligan R. R., Smith W. C. The Circum Pacific „tin belt“ in North America. II Tech. Conf. of Tin., Bangkok, 1969, 1.
- Schaller W., Stevens R., Johns S. R. An unusual beryl from Arizona. — Am. Miner., 1962, vol. 47, N 5—6, p. 672—699.
- Skinner W. R., Bowes D. R., Knoury S. I. Polyphase deformation in the Archean basement complex. — Beattoth America, 1969, vol. 80, p. 1053—1060.
- Smirnov V. I., Kazansky V. I. Ore-bearing tectonic structures of geosynclines and activated platforms in the territory of the USSR — Z. Deutsch. Ges., 1973, N 214.
- Smith T. J., Steinhart J. S., Aldrich L. T. Crustal structure under Lake Superior. — In: The Earth Beneath the Continents, Steinhart and Smith, eds, A. G. U. Geophys. Monograph., 10, 1966, p. 181—197.
- Stewart I. W. Precambrian alkaline—ultramafic — carbonatite volcanism at Qagssiarssuk, south Greenland. — Bull. Gronlands geol. Unders, 84, 70, 1970.
- Stevens B. P., Barnes R. G., Lishmund S. R. Broken Hill and Euriovie Blocks. — Mining Deposits New S. Wales. S. I., 1975, p. 42—86.
- Tectonic map of Australia and New Guinea, Scale 1 : 6 000 000, B. M. R., 1971.
- Tolbert G. E. The uraniferous zirconium deposits of the Posos de Caldas plateau, Brazill. — U. S. Geol. Surv. Bull., 1966, N. 1185—C.
- Traswell J., Cope R. Geological map of Nigeria, 1 : 25 000 ser., sheet 31, Kucheriki. — Bull. of the Geol. Surv. Nigeria, Lagos, 1963, N 29.
- Vail J., Dodson R. Geochronology of Rhodesia. — Trans. Geol. Soc. S. Afr., 1969, vol. 72, N 3, p. 79—109.
- Voight B., Taylor J. W. and Voight J. P. Tectonophysical implications of rock stress determinations. Geol. Rundschau. Bd. 58, H. 3, 1969, p. 655—676.
- Verwoerd W. J. The significance of fenitized granite pegmatite in the Spitskop Complex. — Geol. Soc. S. Afr., Trans, 1967.
- Walpole B. P., Mt. Evelyn N. T.; 1 : 250 000 geol. ser. Explan. notes., Sheet SD. 53—5, 1962, p. 18.

*Walshall B. H., Walper I. L.* Peripheral gulf rifting in northeast Texas. — Am. Soc. Petr. geol. Bull., 1967, vol. 258, p. 199—204.

*Williams F. A., Meehan I. A. e. a.* Economic geology of the decomposed columbite-bearing granites, Jos. — Plateau, Nigeria. — Econ. Geol., 1956, 51, N 4, p. 303—332.

*Wilson A. F.* Geological report on granites in West Africa. Proc. Sympos. on the granites in West Africa (Ivory Coast, Nigeria, Camerun), UNESCO, 1968.

*Wright I. B.* Petrographic sub-provinces in the Tertiary to Recent volcanics of Kehya. — Geol. Mag., 102, 1965, p. 541—557.

*Wright I. B.* Distribution of volcanic rock about midocean ridges and the Kenia Rift valley. — Geol. Mag., 1970, vol. 107, N 2, p. 1253—131.

Абитиби-Тимискаминг, пегм. поле 28  
Агуачилле, м-ние 123, 224, 240, 247  
Аджмер-Мервара, пегм. поле 69  
Айрон-Хилл (Паудерхорн), м-ние 38, 39  
Альтенбург, м-ние 158, 234  
Алту-Лигонья, рудный р-н 63  
Альнё, м-ние 85, 86  
Амбандо, м-ние 65  
Ампагабе, м-ние 65  
Аппалачи, пегм. пояс 149, 152, 240  
Араша, м-ние 127, 128, 129, 131, 221, 229

Бамбу-Крик, м-ние 33  
Барла, м-ние 69  
Барроу-Крик, пегм. поле 34  
Бастнез, м-ние 225  
Баунтилфул-Берилл, м-ние 37  
Баян-Дэлгерское, пегм. поле 197  
Берилл-Кинг, м-ние 71  
Берилл-Куин, м-ние 71  
Берилл-Маунтин, м-ние 152  
Берник-Лейк, м-ние 31, 223, 240, 246  
Бефаномо, м-ние 65  
Биг-Берилл, м-ние 71  
Биг-Боулдер, м-ние 38, 240  
Бизундзи, м-ние 69  
Бикита, м-ние 25, 223, 228  
Билкумата-Бимбури, пегм. поле 71  
Бинго, м-ние 228  
Биннет-Квори, м-ние, 152  
Бихарский, пегм. пояс 65, 68, 69, 70, 235  
Блоубэд, м-ние 37  
Блек-Хиллс, рудн р-н, м-ние 36, 37, 240  
Блэк-Маунтин, м-ние 152  
Боа-Висту, м-ние 103, 229  
Бойян-Обо, м-ние 212, 224  
Борборема, пегм. пров. 47  
Брокен-Хилл, пегм. пров. 70, 71  
Бугунди, пегм. пров. 50, 55, 228  
Бусанго, м-ние 59  
Бхилвара, пегм. поле 69  
Быркинское, пегм. поле 197

Вармсбад, м-ние 228  
Варухреск, м-ние 77  
Верхнекеруленское, пегм. поле 197  
Виитаниеми, м-ние 77  
Виктория, м-ние 25  
Виткоп, м-ние 57  
Воджина, м-ние 30, 223

Гала-Крик, пегм. поле 71  
Гардинг, пегм. поле 38  
Гексагон, м-ние 71  
Гленфорит, м-ние 25  
Голд-Хилл, м-ние 123, 240  
Гравелот, м-ние 25  
Грант-Крик, м-ние 71  
Гринбушес, м-ние 33

Дамараленд, рудн. р-н 50, 56, 57, 58  
Данта, м-ние 69  
Дарайнурское, пегм. поле 216  
Дарайпичинское, пегм. поле 216  
Делли, пегм. поле 34  
Джеймстаун, рудн. р-н 39  
Джорджстаун, пегм. пров. 70, 71  
Джос, рудн. р-н 51, 55, 56, 62, 64, 103, 131, 132, 134, 135, 222, 232  
Джос-Букуру, м-ние 228, 247  
Донкерхук, м-ние 228

Есмеральдо, м-ние 204

Ивигтут, м-ние 40  
Йеллоунайф, пегм. поле, м-ние 28, 240  
Инваара, м-ние 85, 86  
Иттерби, м-ние 79

Каатила, м-ние 77  
Кайзерштуль, м-ние 157, 231, 232  
Камативи, м-ние 25, 228  
Кантивайское, пегм. поле 216  
Карибиб, м-ние 228  
Каролины, пегм. поле 153  
Каронге, м-ние 65, 221  
Каскавелл-Кристалл, пегм. р-н 46  
Кастер, м-ние 37  
Каффо, м-ние 228  
Кварц-Крик, м-ние 38

- Кэт-Лейк-Виннипег-Ривер, пегм. поле 28, 223  
 Кетлин-Крик, м-ние 30, 33  
 Кимито, пегм. р-н 77  
 Кингс-Маунтин, м-ние 153, 240  
 Кистоун, м-ние 37  
 Клунтарна, м-ние 77  
 Кобо-Кобо, м-ние 59, 228  
 Кобра, м-ние 25  
 Корарвет, м-ние 79  
 Кристалл-Маунтин, м-ние пегм. поле 36, 37, 38  
 Кугллегонг, м-ние 30  
 Кулгарди, м-ние 30  
 Кэтрин, м-ние 204  
 Литл-Берилли, м-ние 71  
 Лост-Ривер, м-ние 203, 205, 206, 240, 246  
 Лугулу (Северное Лугулу), м-ние 59, 228  
 Луин-Натуралист, пегм. пров. 70  
 Лулекоп (Палабора), рудн. р-н 25, 60  
 Луовельд, рудн. пров. 25  
 Луэш, м-ние 136, 139, 140, 221, 228  
 Магнет-Ков, м-ние 121  
 Майна-Крик, пегм. поле 71  
 Майсурский, пегм. пояс 65, 69  
 Малакналино, м-ние 65  
 Манаа, рудн. пров. 25  
 Мангульде, м-ние 235  
 Маноло, м-ние 59  
 Мандальское, пегм. поле 197  
 Маунт-Айза, пегм. пров. 70  
 Маунт-Докрелл, пегм. поле 30, 33  
 Маунт-Мерисон, м-ние 33  
 Маунтин-Пасс, м-ние 39, 224, 240, 241, 243, 247  
 Маунт-Уилер, м-ние 123  
 Мбея, м-ние 136, 138, 139, 221, 228  
 Мелвилл, м-ние 33  
 Минас-Жерайс, пегм. пров. 46, 229  
 Миттел-Пост, м-ние 228  
 Млотко, м-ние 25  
 Мотобо, м-ние 25  
 Мрима, м-ние 136, 140, 221, 228  
 Муяне, м-ние 228  
 Назарену, пегм. р-н 47  
 Найпа, м-ние 228  
 Намакваленд, пегм. р-н 56, 57  
 Нейпур-Даунс, пегм. поле 30, 33  
 Неллурский, пегм. пояс 65, 68, 70  
 Нипигон-Ориент-Бэй, пегм. поле 28  
 Нкумбваа (Нкумбваа-Хилл), м-ние 60, 62, 140  
 Нкумбваа-Хилл (Нкумбваа), м-ние 60, 62, 140  
 Норт-Бей, м-ние 244  
 Нортгемптон, пегм. пров. 70  
 Ока, м-ние 121, 221, 240, 244, 247  
 Омаруру, м-ние 228  
 Орисский, пегм. пояс 65, 69, 235  
 Ошиек, м-ние 25  
 Пажграмское, м-ние 223  
 Палабора (Лулекоп), рудн. р-н 25, 60  
 Параиба, пегм. р-н 46  
 Парунское, пегм. поле, м-ние 216, 223  
 Паудерхорн (Айрон-Хилл), м-ние 38, 39  
 Пилансберг, м-ние 60, 61  
 Пилгангура, м-ние 30  
 Посус-де-Кальдес, м-ние 127, 128, 129, 222, 229  
 Поумас, м-ние 57  
 Прейсак-Лаккорн, пегм. поле 28, м-ние 240  
 Пуна, м-ние 30  
 Раджастханский, пегм. пояс 65  
 Риу-Гранди-ду-Корти, пегм. р-н 46  
 Свартбунсдриф, м-ние 60, 61  
 Сеара, пегм. р-н 46  
 Сёв, м-ние 85  
 Северное Лугулу (Лугулу), м-ние 59, 228  
 Сенгери, м-ние 139  
 Силл-Лейк, м-ние 42, 43  
 Сиблиньярви, м-ние 85, 86  
 Сокли, м-ние 85, 86  
 Солсбери, м-ние 25, 228  
 Сомерсет, м-ние 25  
 Сонгве, м-ние 138, 139  
 Сперговиль, м-ние 33  
 Спер-Маунтин (Томас-Рейндж), м-ние 123, 224, 240, 247  
 Стрелли, м-ние 30, 223  
 Сукулу, м-ние 140  
 Сурхрудское, пегм. поле 216  
 Табба-Табба, м-ние 30, 223  
 Таммела-Сомеро, рудн. р-н 77  
 Тапира, м-ние 128, 129, 131, 221  
 Тилоли, м-ние 69  
 Томас-Рейндж (Спер-Маунтин), м-ние 123, 224, 240, 247  
 Тороро, м-ние 140  
 Траут-Крик, м-ние 38  
 Удайпур, пегм. поле 69  
 Украина, пегм. р-ны 80, 81  
 Умтали, м-ние 25  
 Утё, м-ние 79  
 Финнбо, м-ние 79  
 Финнис-Риверс, пегм. поле 30, 33  
 Хаапалуома, м-ние 77  
 Хайет, м-ние 38  
 Хилл-Сити, м-ние 37  
 Хуннако, м-ние 77

Циннвальд, м-ние 158, 234  
Циновец, м-ние 158, 234

Чавкинское, пегм. поле 216  
Чилва, м-ние 221, 228, 236

Шамва, м-ние 25  
Шпицкоп, м-ние 60  
Шри-Ланкский (Южно-Индийско-  
Цейлонский), пегм. пояс 65, 69

Элгон, м-ние 140

Энтерпрайз, м-ние 33  
Эпембе, м-ние 60  
Эрярви, м-ние 77  
Этебек, пегм. поле 71  
Эшассьер, м-ние 157, 222, 231

Юрнови, пегм. поле 71  
Южно-Индийско-Цейлонский, пегм.  
пояс 65, 69

Якупиранга, м-ние 127, 128, 129, 131,  
221

Введение	3
Глава I. Современные представления о размещении редкометалльных месторождений	8
1. Структуры докембрия и их месторождения	9
2. Области тектоно-магматической активизации и их месторождения	15
3. Глобальные рудопродуцирующие линейменты	19
Глава II. Размещение редкометалльных месторождений на платформах	24
1. Архейские месторождения	25
2. Протерозойские месторождения	34
3. Палеозойские месторождения	101
4. Мезозойские и кайнозойские месторождения	121
5. Выводы	146
Глава III. Размещение редкометалльных месторождений в складчатых областях фанерозоя	148
1. Месторождение Атлантического пояса	149
2. Месторождения Урало-Монгольского пояса	159
3. Месторождения Тихоокеанского пояса	203
4. Месторождения Средиземноморского пояса	213
5. Выводы	219
Глава IV. Редкометалльные провинции и пояса и главные эпохи редкометалльного рудообразования	226
Заключение	265
Список литературы	267
Указатель	281

Валентина Вячеславовна Архангельская

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЭНДОГЕННЫХ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Редактор издательства З. Д. Соломатина Переплет художника В. Г. Штанько  
Художественный редактор Е. Л. Юрковская Технические редакторы Л. Я. Голова,  
А. Г. Иванова Корректор М. Е. Лукина

ИБ № 3219

Сдано в набор 30.11.79. Подписано в печать 12.05.80. Т-10019. Формат 60×90<sup>1/16</sup>  
Бумага типографская № 1. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. п. л. 17,75.  
Уч.-изд. л. 20,13. Тираж 1770 экз. Заказ 39/7564—4. Цена 3 р. 40 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19  
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

3p. 40w.

3308

HEARN