

3. *Брезгунов Н.И.* Современное состояние и перспективы совершенствования управления геологоразведочными работами. В сб.: Задачи оптимизации выбора объектов и способов воздействия на них. - Н.: ВЦ СО АН СССР, 1983. - С. 18-27.
4. *Граусман А.А., Чистяков М.Г.* Целевая информационная система для прогноза геологических свойств. Тезисы докладов I Международной конференции по математическому моделированию. – Якутск: ЯГУ, 1994. – С. 102-103.
5. *Дейт К.* Введение в системы баз данных. - М.: Наука, 1980. - 386 с.
6. *Кренделев Ф.П., Кренделев С.Ф.* Эвристические методы в геологии. - М.: Наука, 1977 – 156 с.
7. *Кулинкович А.Е.* Вопросы теории геологического моделирования и теории информативности модели. - В кн.: Методологические проблемы геологии. - Киев: Наукова думка, 1975. – С. 107-119.
8. *Нагао М., Катаяма Т., Уэмура С.* Структуры и базы данных. - М: Мир, 1986. – 197 с.
9. *Толстихин О.Н., Трофимцев Ю.И.* Экологический менеджмент: регулирование качества окружающей среды на примере Якутии // Н., Наука, Сиб. Предприятие РАН, 1998. – 216 с.
10. *Шмакин В.Б.* Факт, подход и метод в геологическом картировании. - Известия ВУЗов, сер. Геология и разведка, 1986, N 5о 0 8, с. 99-104. **ГИАБ**

Коротко об авторах

Чистяков М.Г. – кандидат физико-математических наук, доцент,
Кылатчанов Р.М. – кандидат технических наук, доцент,
Якутский государственный университет.



© А.М. Шарова, 2008

А.М. Шарова

***РИФТОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ, ИХ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ
ОСОБЕННОСТИ И ВОЗМОЖНОСТЬ ВЫДЕЛЕНИЯ***

По мере того, как те или иные регионы превращались в платформу, они становились областями рифтообразования. Неоднократное проявление тафрогенеза привело к образованию большого числа эмбриональных и недоразвитых рифтов, которые в настоящее время погребены под осадками. Континентальный рифтогенез всегда подразумевает тектономагматическую активность материковых областей. Континентальный рифтогенез представляет собой первую стадию развития цикла Уилсона, поэтому только недоразвитые рифты или авлакогены можно легко выявить с помощью геофизических методов.

Древний рифтогенез и результаты его проявления нередко замаскированы сложными позднейшими геолого-тектоническими событиями. Можно предложить следующую модель геологической эволюции от разрыва континентальной плиты до типичного океана [3]:

Стадия 1. Растяжения приводят к формированию кулисообразно расположенных роев нормальных сбросов и открытых трещин, сопровождающихся широким развитием трещинных излияний базальтовых и кислых лав; часто образуются вулканы центрального типа, в которых доминируют кислые лавы; такие вулканы возникают в основном там, где главные тектонические рифтовые структуры пересекают поперечные ослабленные зоны; магмы характеризуются повышенной щелочностью или относятся к переходным типам с заметным обогащением легкими РЗЭ.

Стадия 2. Тектоническая активность и магматизм проявляют тенденцию к концентрации вдоль узкого осевого грабена; реже встречаются вулканы центрального типа, начинают преобладать трещинные излияния базальтов; магмы переходного типа с некоторым обогащением легкими РЗЭ.

Стадия 3. Развивается узкая осевая рифтовая долина, напоминающая по морфологии рифты срединных хребтов, где концентрируются трещинные излияния базальтов и тектоническая активность. Возраст нормальных сбросов и базальтовых лав симметрично увеличивается на обоих бортах долины. Оси раскрытия либо располагаются кулисообразно на незначительном расстоянии друг от друга, либо связаны диагональными разломами (эмбриональные трансформные разломы); единственный тип изверженных пород - базальты с подчи-

ненными дифференциатами среднего состава, обогащенными железом. Эти базальты относятся к толеитам или породам промежуточного типа, а распределение РЗЭ в них отвечает хондритовой модели. Когда скорость спрединга очень мала, формируются небольшие вулканы центрального типа с полным набором дифференцированных лав.

Стадия 4. Узкая осевая рифтовая долина существовала постоянно в течение нескольких миллионов лет, в результате чего по обе стороны от нее в пределах довольно широкой зоны формируется океаническая кора. Оси хребтов связаны между собой морфологически четко выраженными трансформными разломами. Доминируют базальты с меньшим количеством лав среднего состава, обогащенных железом. Базальты относятся к толеитам с низким содержанием калия и незначительным обеднением легкими РЗЭ или отсутствием аномальных содержаний РЗЭ.

Региональные черты структуры восточной части Сибирской платформы обусловлены здесь наличием таких крупных тектонических элементов, как Алданское, Анабарское и Оленекское поднятия, разделенные Виллойской депрессионной зоной и системой сравнительно узких, и глубоких впадин. В осадочном чехле востока Сибирской платформы с различной степенью достоверности могут быть выделены следующие относительно подвижные (мобильные) пояса, разделяющие более стабильные территории: внутриплатформенный Патомско - Виллойский пояс; континентальный окраинно-пришельфовый Анабаро-Лаптевский пояс и Краевой депрессионный пояс, пространственно и генетически связанный с обрамляющими Сибирскую платформу с юга и востока горно-складчатыми областями и сопровождающими их прогибами. Мощность вулканогенно-осадочного слоя литосферы в региональном плане претерпевает существенные изменения. На востоке платформы мощность разреза составляет преимущественно 2,0-2,5 км. На склонах Анабарской и Алданской антеклиз наблюдается заметное её сокращение, максимально высокие значения (12 км и более) мощности осадочного чехла зафиксированы в пределах Виллойской гемисинеклизы, в Предверхооянском, Предпатомском и других прогибах, выделяемых вдоль современного края Сибирской платформы. При доминирующем признании важной роли рифтогенеза в строении и развитии территорий на востоке Сибирской платформы остается много неясного с трассированием конкретных рифтов. [4].

Ранняя генерация вероятных палеорифтов возникла уже в архее, раннем и среднем протерозое. К архейским структурам относятся палеорифты Алданского щита и Анабарского массива, известные как зеленокаменные структуры (Чаро-Токкинская, Ток-ко-Ханинская, Темулякит-Тунгурчинская, Олекмо-Амгинская и др. на Алданском щите; Билирская и Котуйканская – Анабарского массива).

Обстановке континентального рифта (палеорифта) соответствуют позднеархейские-раннепротерозойские зеленокаменные комплексы, выделенные на Алданском щите в Олекминской гранит-зеленокаменной области как шовные прогибы (троги). В строении вулканогенно - осадочных разрезов преимущественным распространением пользуются гнейсы. Все они практически немагнитны или слабомагнитны, плотность их стабильна во всех формациях и составляет - 2670 кг/м^3 . В геофизических полях структура отмечается отрицательными аномалиями магнитного поля и второй производной гравитационного потенциала [5].

К последующим важным эпохам рифтообразования относятся: 1) позднедокембрийская (рифейская); 2) средне- и позднепалеозойская; 3) мезозойская и кайнозойская.

Раннепротерозойские интрузии Алданского щита представлены основными породами куранахского комплекса и гранитоидами чуйско-кадарского комплекса.

Силлы и дайки габбро-диабазов и диабазов куранахского комплекса залегают среди архейских и нижнепротерозойских отложений. По геофизическим данным (линейные магнитные аномалии) дайки имеют преимущественно северо-восточное простирание. Углы их падения крутые ($70\text{—}90^\circ$), мощность от нескольких до 150 м, протяженность до десятков км. Наиболее распространены массивные габбро, габбро-диабазы, диабазы, редко долериты. Метаморфизованные габбро-диабазы и диабазы обычно сохраняют текстуру, но структура изменяется до бластоофитовой, реже гранобластовой. Меняется также состав, появляются амфибол, биотит, альбит-олигоклаз [1].

Рифейские толщи мощностью от 2 до 10 км накапливались в узких (шириной 100—200 км), но протяженных (500—1000 км) прогибах. Прямые геологические наблюдения и геофизические данные свидетельствуют о том, что узкие линейные прогибы рифтогенного (авлакогенового) типа ограничены разломами (сбросами). Вблизи рифтогенных прогибов, главным образом на краях сводовых поднятий, картируются дайковые пояса, а в геологических разрезах устанавливаются

ся многочисленные вулканические образования (преимущественно щелочного основного; реже кислого, но также щелочного состава). Проведенные исследования позволили выявить особенности магматических систем, состоящих из глубинных корневых тел - даек, близповерхностных субвулканических силлов, лавовых покровов и тефрогенных накоплений. Дайковые тела, имеющие преимущественно базитовый состав, группируются в линейно протяженные пояса, отражающие специфичность строения магмоподводящих зон. Они распространены за пределами рифтогенных депрессий, являясь их своеобразными боковыми ответвлениями. Такие дайковые пояса обнажены в поле распространения архейских метаморфических пород на Анабарском массиве и Алданском щите. Дайки в пределах пояса образуют узлы, где локализуются тела разных мощностей, состава и возраста (от раннего рифея до раннего триаса). При общей длине базитового пояса около 200 км в нем сосредоточено несколько сот даек. Формирование рифтовых структур связано с импульсами сводообразования и горизонтального растяжения континентальной коры. Этапы сводообразования фиксируются по сокращению мощностей, развитию грубообломочных терригенных пород, внедрению существенно глубинных магматических тел щелочного, щелочно-ультраосновного состава. Этапы рифейского сводообразования, возможно, фиксируют проявления плюм-тектоники, которая отмечается максимумами гравитационного поля и кольцевыми магнитными аномалиями [5].

Дайки и силлы позднепротерозойского возраста преимущественно основного состава пользуются в пределах восточной части Сибирской платформы довольно широким распространением. Они известны в пределах Алданского щита, Анабарского, Оленекского, Хараулахского, Уджинского и Уринского поднятий и в примыкающей части Байкальской складчатой области. На территории большей части первой из перечисленных положительных структур интрузивные образования не расчленяются на комплексы, на других территориях выделяются котуйско-оленекский (Оленекское, Уджинское, Хараулахское поднятия), чизресский (восточный склон Анабарского массива, бассейн рек Старая, Чизрес, Бирингде) и патомский комплексы (Уринское поднятие и прилегающие участки Байкало-Патомского поднятия).

Преобладающие дайки, как правило, вертикальны и имеют мощности 5-10 м. Более крупные дайки, тянущиеся обычно на десятки километров, достигают по мощности 20—30 и даже более 100 м. Рои

вертикальных даек обнаруживаются, как правило, лишь над крупными интрузивными телами, в зонах их концентрации над прежними промежуточными камерами. Здесь, очевидно, аккумулировалась и отсюда периодически отдельными порциями поступала на поверхность глубинная магма. Каждый момент проникновения лавы вверх сопровождался образованием новой трещины, так как прежние к этому времени оказывались уже сцементированными прочной долеритовой массой. Очень часто серии вертикальных даек имеют общее "дно" - крупное интрузивное тело или систему многоэтажных габбро-долеритовых плутонов [1].

Такая структура даек и подводящих каналов (Виллойско-Мархинская зона) позволяет картировать их в геофизических полях: магнитное поле фиксирует аномалии глубинных магматических объектов и осложняющие его линейные аномалии "даечной" формы; гравитационное поле фиксирует аномалии только лишь глубинных объектов - локальные максимумы гравитационного поля, территориально совпадающие с положительными магнитными аномалиями. В пределах рифтогенных структур наблюдаются зоны линейных аномалий гравитационного и магнитного поля повсеместно осложненных поперечными разломами и смещенными по этим разломам (трансформные разломы).

В патомский интрузивный комплекс выделены силлы, залегающие в отложениях патомской серии позднего протерозоя, в пределах Уринского поднятия и в бассейне р. Бол. Патом. Силлы имеют мощность до 150 м, интенсивно смяты совместно с вмещающими породами. Сложены силлы диабазами, долеритами, габбро-диабазами. В эндоконтактах силлов развиты порфиновые микродолериты или порфиновые микрогаббро, местами переходящие в крупнозернистые габбро-долериты и габбро-диабазы со шлирами кислых пород, возникшими в результате гибридизации. Позднепротерозойский возраст патомского комплекса устанавливается условно, исходя из его геологического положения - интрузии комплекса не встречаются в палеозойских толщах. Среди пород, слагающих описанные комплексы, выделяются эндо-контактовые мелкозернистые диабазы и долериты, порфиновые микродиабазы и микродолериты, габбро-диабазы и габбро-долериты, в том числе оливиновые и кварцевые габбро-долериты центральных частей интрузий, а также сиеногаббро, конгагаббро-диабазы, сиенит-диориты и гранофиры. а также монцонит-порфиры чизресского комплекса [1].

Системы даек этого комплекса по геофизическим данным территориально приурочены к продолжению Виллойско-Мар-хинской рифтогенной структуры.

Системы рифтогенных структур окаймляют Оленекское сводовое поднятие (Оленекский палеоплюм). По геологическим данным здесь выделены: Билиро-Уджинская, Хастахская, Моторчунская и др. дайковые пояса и рифтогенные структуры.

К котуйско-оленекскому интрузивному комплексу относятся дайки и силлы, залегающие в отложениях верхнего протерозоя. Дайки имеют мощность до 30 м, силлы – 60-80 м, площадь последних составляет до 500 м². Сложены интрузии диабазами, габбро-диабазами, кварцевыми диабазами и сиено-диоритами; перекрыты верхними горизонты протерозоя и нижним кембрием. Радиогенный возраст пород из даек – 900-1100 млн. лет. В бассейне р. Кютюнгде, на Оленекском поднятии известны две крупные пластовые интрузии, залегающие в породах верхнего протерозоя, сложенные в приконтактных частях порфиrowыми микродиабазами, а в центральных - диабазами и габбро-диабазами. Радиогенный возраст интрузий - 1090 млн лет [1].

К чиэресскому комплексу отнесены дайки и штокообразные интрузии, вскрытые на восточном склоне Анабарского массива, в бассейнах рек Старая, Чиэрес, Бирингде. Интрузии залегают в породах билляхской свиты. Дайки имеют северо-западное простирание, мощность их до 100 м и протяженность до 10-20 км. Штокообразные интрузии достигают в поперечнике 200-400 м. Внутреннее строение интрузий сложное. В составе дифференцированных, а также многократных даек диабазов отмечаются кварцевые монзонит-порфиры, сиенит-порфиры, сиено-габбро, сиенито-диориты и гранофиры. Мелкозернистые диабазы эндоконтактов в глубь интрузий переходят по мере увеличения содержания в породах щелочного полевого шпата, кварца и амфибола в конгагаббро-диабазы. В центральных частях даек в виде участков и жилкообразных тел встречаются лейкократовые породы порфиrowого сложения (кварцевые монзонит-порфиры), а также аплитовые и гранофиrowые жилки. Радиогенный возраст этих интрузий составляет 1035±15 млн лет.

К молодод-уджинскому и муно-оленекскому комплексам относятся изолированные дайки и отдельные рои даек северо-западного простирания, наблюдаемые среди полей кембрия в пределах Анабарской антеклизы. Молодод-Уджинская зона шириной около 100 км прослеживается от бассейнов р. Молодод и ее притока р. Сянгюде на северо-

запад до верховьев р. Уджи. Отдельные группы даек разделены полосами, лишенными даек. Мощность отдельных даек 10-50 м, протяженность 10-20 км; сложены они долеритами и габбро-долеритами. Муно-Оленекс-кая зона протягивается от бассейна р. Муны в бассейн среднего течения р. Оленек. Среднепалеозойский возраст этих интрузий определяется тем, что дайки прорывают отложения кембрия, но не встречаются среди перекрывающих пород перми. Радиогенный возраст одной из даек оценивается в 360 млн лет.

Локальные магнитные и гравитационные аномалии позволяют уточнить контуры структур. Сочетанием линейных положительных и отрицательных аномалий гравитационного и магнитного полей выделяются рифтогенные зоны северо-западного простирания.

К рифтогенным структурам отнесен также Уджинский авлакоген субмеридионального простирания. В гравитационном поле авлакоген прослеживается локальным линейным минимумом, в магнитном поле - положительная аномалия. В пределах Уджинского поднятия (авлакогена) они образуют два крупных массива (Томтор и Богдо) и ряд мелких даек и пластовых тел.

Выводы

Последовательность тектонических событий в архее и раннем протерозое следующая:

- завершается архейское тектоническое развитие; формированием зеленокаменных поясов, прослеженных линейными аномалиями гравитационного и магнитного полей;
- под влиянием позднеархейской – протерозойской субдукции океанической плиты в мантии образуются термогеохимические плюмы 2 и 3 порядка, отражающиеся на дневной поверхности в виде сводовых поднятий, а по геофизическим данным – в виде максимумов гравитационного поля и кольцевыми или дугообразными магнитными аномалиями;
- под воздействием тепловых потоков формируются линейные прогибы рифтогенного (авлакогенового) типа, магматические комплексы щелочного, щелочно-ультраосновного, щелочно-основного составов с карбонатами. Эти магматические образования по возрасту относятся к началу раннего рифея (около 1630—1650 млн лет) и к концу позднего рифея (около 660—710 млн лет);
- при интенсивных растяжениях, сопровождавшихся просадкой мегаблоков, формировались базитовые магматические комплексы нормальной щелочности;

- рифтогенные прогибы маркируются дайковыми поясами, а в геологических разрезах устанавливаются многочисленные вулканические образования (преимущественно щелочного основного; реже кислого, но также щелочного состава);
- формируются магматические системы, состоящих из глубинных корневых тел - даек, близповерхностных субвулканических силлов, лавовых покровов и тефрогенных накоплений;
- Дайковые тела, имеющие преимущественно базитовый состав, группируются в линейно протяженные пояса, отражающие специфичность строения магмоподводящих зон, которые прослеживаясь очевидно до фундамента, обуславливают линейные максимумы гравитационного и магнитного полей с характерными для рифтогенных структур сдвигами аномальных зон (трансформных разломов);
- Дайки в пределах пояса образуют узлы, где локализуются тела разных мощностей, состава и возраста (от раннего рифея до раннего триаса), прослеженных в пределах единой рифтогенной структуры;
- *Венд-нижнепалеозойский этап* по существу является подготовительным перед следующим циклом магматизма;
- сводовыми поднятиями отражается формирование основных кимберлитоконтролирующих структур и осложняющих их структур более высокого порядка (палеоплюмы предыдущего этапа);
- в зонах растяжения Оленекского палеоплюма формируются узкие и протяженные грабены (Кютюнгинский, Моторчунский и др.).

Мезозойская тектоническая эра является переломной в истории развития Сибирской платформы. В эту тектоническую эру практически образовался современный структурный план всего рассматриваемого региона: обособляются три стадии и три типа геодинамических обстановок:

В поздне триасовую-ранне-среднеюрскую стадию в основном сохранилась геодинамическая обстановка позднегерцинской тектонической эры. На Сибирской платформе в синеклизах и прогибах формировался платформенный чехол.

В средне-позднеюрскую-раннемеловую (неокомовую) стадию геодинамическая обстановка юго-восточной окраины Сибирской платформы определялась столкновением Буреинского массива с Ал-

данским щитом, формированием батолитового пояса Джугджуро-Становика и Предстанового предгорного прогиба.

В раннемеловую (апт-альбскую) - поздне меловую стадию тектоническое сжатие захватило южные окраины Алданского щита, где образовались крупные надвиги, а Предстановой прогиб распался на ряд изолированных впадин и Виллойскую синеклизу, где формируются бескорневые Логлорский и Хапчагайский валы.

В кайнозое наступает существенная стабилизация рассматриваемой территории. Происходит развитие внутриконтинентальных типов тектонических структур. Во внутриконтинентальных районах развивается Байкальская рифтовая система. Магматические формации развиты ограниченно.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гусев Г.С и др. Структура и эволюция земной коры Якутии. М.: Наука, 1985.
2. Структурная геология и тектоника плит. Ред. А.Ф.Грачев, М.: Мир, 1991.
3. Континентальные рифты. Ред. И.Б. Рамберга и Э.Р. Неймана, М.: Мир, 1981.
4. Ситников В.С. Тектоника и нефтегазоносность неопротерозоя и нижнего палеозоя востока Сибирской платформы (автореферат на соискание ученой степени доктора г.-м. наук). Новосибирск, 2005.
5. Шарова А.М. Структурный контроль кимберлитового магматизма "Общие вопросы тектоники. Тектоника неогей". М., ГЕОС, 2001. **ГЛАВ**

Коротко об авторе

Шарова А.М. – кандидат геолого-минералогических наук, доцент, Якутский государственный университет.