

Вулканогенно-рудные центры Юго-Восточной Камчатки

Анализ геологических и геофизических материалов по Юго-Восточной Камчатке отчетливо показывает, что сводово-блоковая тектоника и связанный с ней магматизм свойственны особому состоянию коры и мантии, которое может возникнуть на определенной стадии кратонизации геосинклинальной области (Кузнецов, 1970). После возникновения такого состояния сводово-блоковая или сводово-глыбовая тектоника и магматизм являются наиболее общей формой дальнейшей тектоно-магматической эволюции подвижной области, будучи особенно характерными для орогенических ее стадий.

Это особое состояние коры и мантии точнее всего запечатлено на схеме физических неоднородностей, отражающей распределение силы тяжести в пошле базальтового слоя, т. е. в наиболее глубинном срезе (рис. 23).

Взаимосвязь структурных неоднородностей и физических аномалий Δg проступает здесь достаточно отчетливо. В первую очередь видно, что поле низких значений Δg (на западе площади) совпадает со Срединным выступом, а аномальные максимумы Δg в целом совпадают с областями развития вулканогенных образований мела и мел-палеогена с гипербазит-габбро-граносиенитовыми интрузиями.

Аномальные минимумы ориентированы по двум осям первого порядка: Охотской, вытянутой субмеридионально вдоль восточной границы Срединного массива и далее к югу, и Камчатско-Кроноцкой, проходящей в истоках р. Камчатки и следующей на северо-восток к оз. Кроноцкому и далее к полуострову Камчатского мыса, а на юго-запад — к устью р. Пымты.

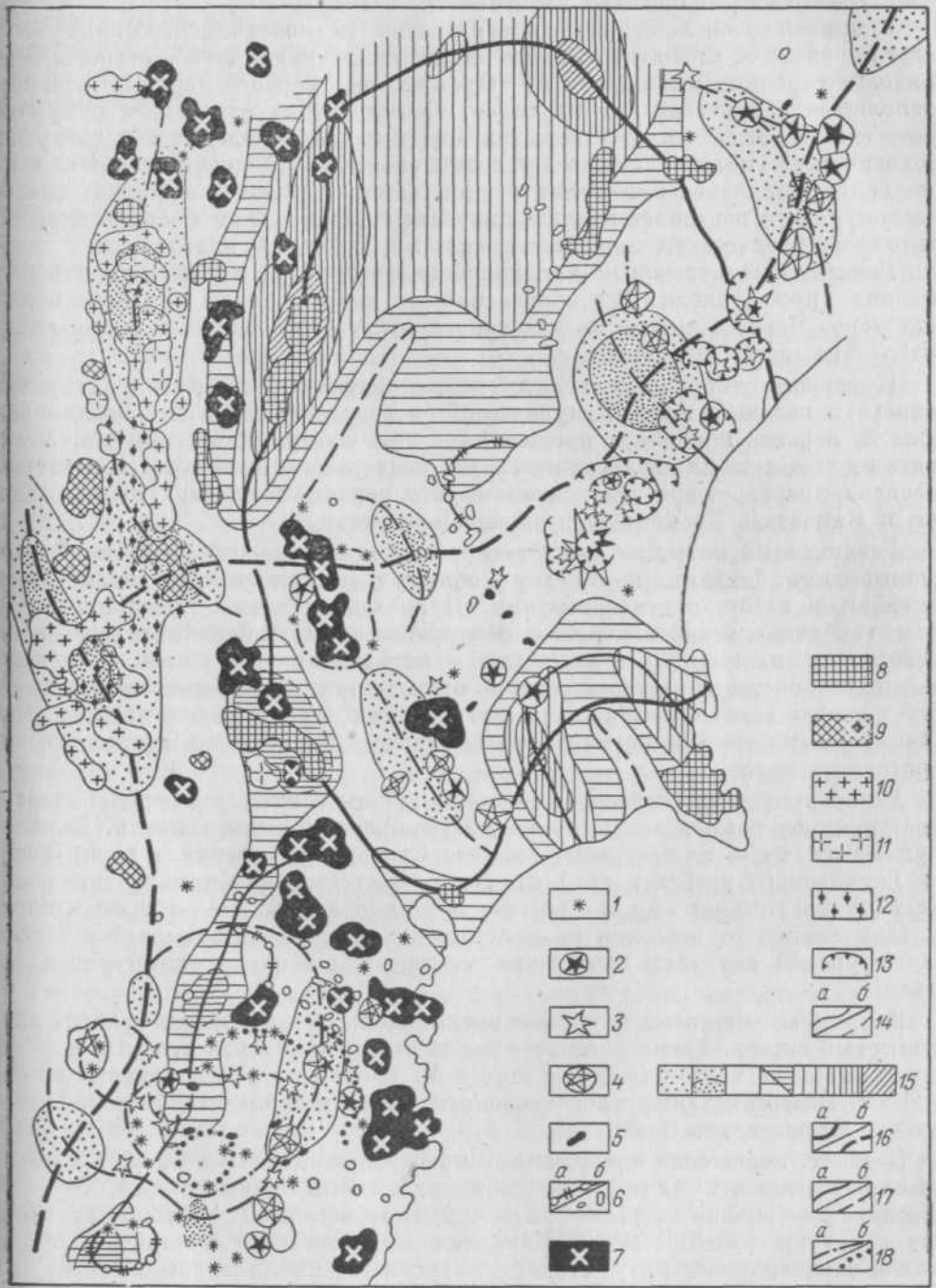
Обе оси являются дугами большого радиуса (350—400 км). Осями аномальных максимумов Δg отражаются кольцевые неоднородности второго порядка: полностью в центре площади и отчетливо намеченным сегментом — в южной ее части. Подобные неоднородности отображают наиболее крупные структурные неоднородности на границе коры и мантии. Последние во многом определяют весь общий план эволюции тектоно-магматических структур.

Наблюдается, однако, изменение геометрии и глубинности этих структур во времени для отдельных ярусов, смена которых отражает направленное развитие области. При этом выделяются пространственно-временные фации глубинности тектоно-магматических структур: более древние и крупные — абиссальные, последовательно все более молодые, менее глубинные и мелкие — гипабиссальные, переходной зоны, субвулканические и вулканические. Последние могут быть определены уже как собственно вулканотектонические.

Абиссальная тектоно-магматическая структура обнажена в Срединном массиве в мозаике блоков нижнего (первого) структурного яруса, объединяющего кристаллические сланцы и гнейсы возрастом от архея до перми вклю-

Рис. 23. Схема физических неоднородностей и магмопроявлений Юго-Восточной Камчатки:

1—5 — голоцен — плейстоцен: 1 — голоценовые шлаковые конусы, 2 — верхнеплейстоцен-голоценовые стратовулканы, 3 — верхнеплейстоценовые моногенные стратовулканы, 4 — средне-верхнеплейстоценовые стратовулканы с кальдерами, 5 — четвертичные экструзивы; 6: а — цепочки, б — гнезда; 7—11 — интрузии: 7 — нижне-среднемиоценовые габбро-гранодиориты, 8 — верхнемеловые-палеогеновые интрузии гипербазитов, габбро, граносиенитов, 9 — поздне-меловые габбро-плагиограниты, 10 — раннемеловые гранитоиды, 11 — домеловые (палеозойские) гранитоиды; 12 — палеозойские гнейсы, мигматиты; 13 — границы вулканотектонических структур; 14—17 — информация с карты неоднородностей силы тяжести: 14 — границы неоднородностей; а — основные, в градации, принятой для построения карты, б — внутри основных градаций, 15 — шкала увеличений интенсивности Δg , 16—17 — оси цепочек аномалий: а — положительных, б — отрицательных; 16 — оси первого порядка, 17 — оси более высоких порядков; 18 — оси цепочек аномалий ΔT



- 1 *
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7

- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18

чительно. Судить о ее геометрии трудно из-за сильной раздробленности массива и все еще недостаточной его изученности.

Однако общее положение структуры в области регионального минимума Δg , развитие гнейсов, мигматитов, амфиболитов симметрично по обе стороны от оси наиболее глубоких минимумов Δg (Охотская ось первого порядка), линейное расположение палеозойских плутонов, трассирующих эту ось, и приуроченность к этой же области все новых и новых магмопроявлений в последующие геологические эпохи вплоть до четвертичной (вулкан Хангар) ставит ее в ряд зон проницаемости и гранитизации самого крупного порядка. Все это в совокупности позволяет квалифицировать структуру как фрагмент древнего тектоно-магматического линеamenta системы Охотской платформы.

Гипабиссальные тектоно-магматические структуры характерны для более высоких ярусов, сложенных образованиями мела, а также верхнего мела — палеогена. Четко выделяются два типа структур, связанных с двумя типами физических неоднородностей.

К первому типу относятся линейные тектоно-магматические структуры раннего и позднего мела, приуроченные к зоне аномалий пониженной силы тяжести первого порядка в пределах того же Охотского линеамента. Линейность их в доступных наблюдениям срезам подчеркнута цепочками интрузивных массивов, трассирующих обе оси минимумов первого порядка: Охотскую целиком и Камчатско-Кроноцкую в западной ее ветви.

Различаются интрузии двух генераций, представленные нижнемеловыми гранитоидами, близкими по составу и облику к домеловым интрузивам, и верхнемеловыми габбро-плагмогранитами. В последних также преобладают граниты, габброиды резко подчинены. Интрузивы обеих генераций представлены дискордантными штоками с размерами в поперечнике 10—15 км. Совмещение их в пространстве с древним тектоно-магматическим линеamentом свидетельствует скорее всего о резонансной активизации его в меловое время в связи с синхронными тектоно-магматическими процессами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Ко второму типу относятся тектоно-магматические структуры кольцевого типа, приуроченные к зонам аномалий повышенной силы тяжести. Наиболее крупные из них — на восточных склонах Срединного массива, в южных отрогах Ганальского хребта и на Шипунском полуострове — приурочены к аномальному максимумам Δg и трассируют кольцевую ось второго порядка. С удалением от этой оси на склонах положительных аномалий и в зонах грави-ступеней интрузии постепенно мельчают, а в полях минимумов их нет совсем.

В крупных массивах интрузии имеют сложный гипербазит-габбро-граносиенитовый состав. Такие массивы обычно описываются как штоки с крутыми секущими, реже конформными контактами. Размер их в поперечнике 10—15, до 20 км. Известны также многочисленные силлы и субпластовые тела основного — ультраосновного состава.

Возраст, положение интрузивов в пространстве, место в разрезе и состав позволяют относить их к раннегеосинклинальным образованиям. Это дает основание для оценки возраста заложения гипабиссальных тектоно-магматических структур Юго-Восточной Камчатки (верхний мел) и определения их места в эволюционном ряду: стадия инверсии геосинклинального трога.

Тектоно-магматические *структуры переходной по глубинности зоны* развиты в миоценовом структурном ярусе. Главная их особенность — гнездовое

развитие интрузий. Гнезда образуют внешний бордюр кольцевых структур диаметром 70—90 км: Авачинско-Китхойско-Гаванское и Кусапак-Паратунско-Ахомтенское кольца. Такие структуры совпадают с областями развития палеогеновых вулканогенно-осадочных образований (вилючинская свита) и этим же возрастом (верхний олигоцен?), по-видимому, следует датировать время их формирования.

С другой стороны, сами гнезда обладают четкими признаками внутренней центральной симметрии, образуя кольцевые структуры диаметром 35—50 км. Наиболее характерным признаком является закономерное изменение размерности интрузивов от центра к периферии, подчеркнутое столь же закономерными изменениями в полях физических неоднородностей. Гнезда располагаются в промежутках между отрицательными и положительными аномалиями силы тяжести.

При этом наиболее крупные (10—15 до 20 км) дискордантные интрузивные штоки с полным набором присущих им дифференциатов занимают центры нейтральных полей Δg . К периферии они становятся мельче, а на грависклонах и в аномальных полях первого порядка (как положительных, так и отрицательных) вырождаются до мелких лакколитов, лополитов, силлов. В то же время явно прослеживается связь крупных массивов с отрицательными аномалиями Δg второго и третьего порядков и их осями.

Миоценовый магматизм соответствует орогенному этапу развития региона. Миоценовые интрузии сформированы в две фазы: нижнемиоценовую — раннеорогенную и среднемиоценовую — главную орогенную. В обе фазы внедрялись интрузии примерно одного и того же диоритового состава. Для нижнемиоценовых интрузий характерна пестрота состава с набором фаций, позволяющих отнести их к габбро-плагиогранитной серии (по Ю. А. Кузнецову, 1970): габбро — габбродиориты и диоритовые порфириты — диориты — гранодиориты — кварцевые диориты — плагиограниты.

Обычны здесь также монцититоиды. Весьма похожи по составу и среднемиоценовые интрузии; в целом их характеризует более порфиновый облик, но часто трудно бывает без дополнительных данных отличать их от нижнемиоценовых. Однако именно в конце среднего миоцена формируются субвулканические интрузивные фации. Состав их, как правило, дацитовый.

Фациальное (по глубинности) разнообразие этих образований очень велико. Они представлены порфировидными кварцевыми диоритами, штоками дацитов, тонкофлюидальных в кровле и кристаллических в ядре, дайками, пластовыми телами дацитового состава.

Тектоно-магматические структуры переходной зоны наследуют план развития гипабиссальных структур. Это доказывается размещением миоценовых интрузий по внешнему контуру крупных кольцевых палеогеновых структур глубокого заложения.

Субвулканические тектоно-магматические структуры характерны для верхнемиоцен-плиоценового структурного яруса. Они, как правило, размещаются строго унаследованно в очагах среднемиоценового вулканизма и интрузивного магматизма. Структуры их телескопически вложены в структуры последних и развиваются прямо над ними. Кольцевой характер структур иногда еще сохранен в современном рельефе (Банно-Паратунский район).

В других случаях он отчетливо усматривается в цепочках позднемиоценовых и плиоценовых экструзивов. Состав тех и других кислый, реже средний. Диаметр структур в поперечнике 15—25 км. Размеры экструзивных тел в по-

А в а ч и н с к о - Н а л ы ч е в с к и й в у л к а н о г е н н о - р у д -
н ы й ц е н т р. Рудопроявления полиметаллического жильно-штокверкового
типа известны здесь в пределах Авачинско-Китхойской зоны поднятий (см.
рис. 17). Они приурочены пространственно к интенсивно эродированным
центральной частям тектоно-магматических структур (см. рис. 23), где обна-
жаются интрузивные тела гранитоидов нижнего и среднего миоцена: габбро-
диориты, кварцевые диориты, гранодиориты. Кварцево-жильные и штокверко-
вые рудные тела располагаются как в этих интрузивных породах, так и во
вмещающих пропилитизированных вулканогенных породах.

С удалением от интрузивного тела кварцевые и кварц-карбонатные жилы
обнаруживают тенденцию к увеличению мощности (от 0,1 до 1 м). Рудные
минералы в жилах представлены главным образом галенитом, сфалеритом
и халькопиритом. Установлены также самородное золото, пирротин, гематит.
Жильные минералы — кварц, карбонат, барит. В пределах отдельных рудных
полей наблюдаются ореолы рассеяния киновари. Масштабы рудопроявлений
остаются до сих пор не выясненными.