

РОЛЬ ШИРОТНОГО СЖАТИЯ В ФОРМИРОВАНИИ СТРУКТУР ПАЛЕОЗОЙСКИХ ИНТРУЗИВОВ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)

П.Л. Неволин, В.П. Уткин, А.Н. Митрохин, С.А. Касаткин

ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр. 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022; email: Val-utkin@yandex.ru; e-mail: stakhor@yandex.ru

Поступила в редакцию 17 января 2011 г.

Проанализированы структурно-геодинамические особенности Аннинского, Гайдамакского, Дунайского, Тинканского, Тафуинского габброидных и гранитных интрузивов. В настоящее время они рассматриваются как элементы базитового Сергеевского террейна, прежде более известного как Сергеевский метагабброидный выступ (или массив). Вместе с тем, совокупность их выходов трассирует Тафуинский антиклинорий ВСВ направления, который, будучи сопряженным и синхронным с примыкающей к нему с севера Петровской впадиной, сформировался в мезозое как составная часть долгоживущей Сергеевской структуры. Поэтому данные интрузивы вместе с меловыми массивами, которые проявлены среди мезозойских осадков Петровской впадины, рассматриваются в статье как следствие преобразующих базитовый субстрат тектономагматических импульсов. Сами же эти импульсы распределены внутри протерозойско-раннепалеозойского, позднепалеозойского, мезозойского геодинамических периодов, каждый из которых характеризуется своим направлением латерального сжатия. Наиболее интенсивно проявлено позднепалеозойское субширотное латеральное сжатие. Благодаря ему, формирующиеся массивы приобрели субмеридиональную удлиненность форм и доминанту субмеридиональных структурных элементов: расслоенности, полосчатости, такситовости, кливажа и сланцеватости, что было предопределено кливажированием и надвигообразованием (в виде встречных надвигов) такого же направления. При этом в интрузивах наблюдается проявление псевдоскладок сколового типа, рассматриваемых как производные процессов сплющивания и коробления.

Ключевые слова: структурные рисунки, геодинамические периоды, анизостатическое поле напряжения, продольное сжатие, полосчатость, расслоенность, кливаж, псевдоскладчатые структуры, интрузивные массивы, южное Приморье.

ВВЕДЕНИЕ

Реконструкции региональных полей палеонапряжений и блоковых движений, нисходящие с высоты постулатов террейнового анализа и движения литосферных плит, основанных во многом на вещественных особенностях магматитов, приводят к представлениям о доминанте продольного сжатия в земной коре [3]. С другой стороны, с опорой опять-таки на вещественные характеристики магматических очагов, традиционно широко признается, что крупным и мелким интрузивам свойственно автоструктурирование при активном поперечном (вертикальном) динамическом воздействии на вмещающую среду “всплывающей” магматической колонны. Противоречие между этими двумя гносеологическими звеньями может быть устранено, на наш взгляд, пу-

тем применения структурно-геодинамических исследований геологической позиции и строения интрузивов. Такие исследования, проведенные нами в южном Приморье на примерах альбского Успенского [12, 13], кембрийского Тафуинского [15] интрузивных массивов, показывают наследование интрузивами структур вмещающего каркаса и приоритетную роль латерального сжатия в формировании архитектуры и структуры массивов.

Ранее мы изучали в основном гранитные массивы. Цель настоящей работы состояла, главным образом, в сборе и анализе фактологического материала по структурам интрузивных тел основного состава, в сопоставлении их структурных особенностей с особенностями гранитных массивов, а также в поиске соответствия структурных рисунков габброидных

тел планам деформаций тех трех геодинамических периодов, которые были охарактеризованы нами ранее [14].

Методика работы соответствует мезо- и макро- уровням структурных исследований, условно говоря – уровню мелко и крупномасштабных геологических карт. Она включает достаточно распространенный комплекс методов структурных исследований, разработанный в трудах Э. Клооса, Б. Зандера, А.А. Полканова, Н.А. Елисеева, А.В. Лукьянова, А.И. Суворова, В.С. Буртмана, С.И. Шермана, В.П. Уткина и многих других ученых. Основное внимание было уделено изучению индикаторов поля напряжений – структурных парагенезов и рисунков [2, 9, 17 и др.], образованных траекториями слоистости, сланцеватости, полосчатости, расслоенности и т. п. элементами.

Структурный парагенез – ассоциация тектонических элементов, продуктов одной динамической причины, следовательно, сформированных синхронно. Между каждым элементом и воздействием существует генетическая, а между элементами – парагенетическая связь. Парагенезы элементов, как следы тектонических событий, являются главным инструментом познания палеодинамической обстановки: поля напряжения (в статье имеются в виду девиаторные напряжения) и блоковые движения. По типу воздействия можно прогнозировать недостающие элементы парагенезов, например, при исследованиях рудоносных структур. Парагенезы именуются по маркируемой ими динамической обстановке: парагенез продольного или поперечного сжатия или растяжения, а также по типам деформаций: взбросовый, надвиговой, сдвиговой, складчатый, чистого или простого сдвига и др. Знания о парагенезах совершенствуются путем экспериментального, теоретического моделирования, а также моделирования на натурных примерах. Каждый тип парагенезов может принадлежать разным уровням структурной организации геопространства. В натурных условиях придется почти всегда иметь дело по существу с совокупностью разноуровневых парагенезов. Так, например, в парагенезе чистого сдвига – условно первого порядка – наверняка появятся парагенезы простого сдвига второго (и более высокого) порядка, в нем в свою очередь неизбежны надвиговой или раздвиговой парагенезы третьего и четвертого порядков, а в последнем весьма вероятны сбросовые парагенезы пятого порядка. То же можно сказать и о разноуровневых парагенезах пликативных структур, где в формах первого порядка продольного сжатия могут проявиться иерархически подчиненные пликативные и дизъюнктивные формы поперечного сжатия, указывающая на продуцирование также иерархически соподчи-

ненных полей напряжения. Следуя принципам суждений А.В. Лукьянова [9], по-видимому, правильнее называть разнопорядковые парагенетические совокупности структурным рисунком. На макро- и микро- уровне чаще имеем дело именно с рисунками, выделяя среди них доминирующие парагенетические ассоциации тектонических элементов. Далее определяются ячейки доменов [5]. В нашей работе ячейка – это участок пространства, в структурном рисунке которого преобладает какой-либо тип одного или комплекса нескольких парагенезов, маркирующих одну геодинамическую обстановку. Обычно такие участки разноразмерные. При мезоуровневых построениях домены чаще выявляются с помощью графического и статистического анализа. Основой здесь служат графический анализ и статистика ориентировок самих структурных элементов, которые нередко являются прямыми следами тектонических движений. Графический анализ сводится преимущественно к построению и изучению планов, разрезов и карт разного масштаба для выявления структурных рисунков и парагенезов. Статистический анализ преимущественно сводится к получению обобщающей статистической картины ориентировок структурных и кинематических элементов. Для этого по результатам большого количества замеров азимутов и углов падения элементов распространенным способом составляются круговые диаграммы. Способы построения диаграмм приведены во многих работах, в частности в работе С.И. Шермана и Ю.И. Днепровского [26]. Наши диаграммы выполнены на верхней полусфере равноугольной проекции Г.В. Вульфа. Эта равноугольная стереографическая проекция помогает правильнее сопоставить углы между возможными системами сопряженных сколов, а ее верхняя полусфера заметно удобнее для нанесения полюсов плоскостных элементов. Скопления полюсов образуют максимумы разной интенсивности. Диаграмма в итоге представляет статистическую модель структурного рисунка или парагенеза [17], она тем объективнее, чем равномернее точки замеров расположены в пространстве. Статический анализ выполняется, по существу, одновременно с геометрическим анализом. Их результаты дополняют друг друга.

Напомним также о парагенезе деформации чистого сдвига – весьма распространенном индикаторе поля напряжений. При нагружениях типа чистого сдвига в анизотропном поле напряжения возникают сопряженные сколы, которые проявляются как системы пересекающихся разрывов-трещин [18, 28 и др.]. При пересечении сколов образуются две пары накрест лежащих двугранных углов. При этом максимальное напряжение σ_1 направлено по биссекторной

плоскости пары противоположащих углов, нормально к линии сопряжения (пересечения) сколов. Угол между осью главного сжатия и одним из двух сопряженных сколов называется углом скола или скалывания – θ . Угол между двумя сопряженными сколами известен как угол сопряжения 2θ . В условиях хрупкой деформации θ не превышает 45° . Однако при пластическом скалывании, характерном, например, для условий малых и средних глубин коры [18], угол θ может достигать $70\text{--}80^\circ$ [18]. Минимальное по величине напряжение сжатия σ_3 направлено по другой биссекторной плоскости другой пары накрест лежащих углов. Ось среднего сжатия σ_2 при этом параллельна линии сопряжения.

ИСХОДНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Геодинамические периоды структурообразования

В Западном и Юго-Западном Приморье нами установлены три плана интерферирующих последовательных деформаций, которые соответствуют трем геодинамическим периодам [14, 20, 21], охватывающим длительный промежуток времени – от позднего протерозоя до начала кайнозоя. Исследования структурных рисунков и парагенезов указывают на то, что на протяжении каждого из них доминирующее структурообразующее сжатие действовало в одном, свойственном только этому периоду, почти неизменном направлении. В структурные планы, соответствующие геодинамическим периодам, вписываются структуры интрузивных массивов. Структуры Аннинского, Гайдамакского, Дунайского, Тинканского массивов являются основным предметом исследований.

Позднепротерозойско-раннепалеозойский период. Сжатие его восстановлено по положому складчатому рисунку в породах основания типа Ханкайского массива, пологие шарниры складчатых форм которого доминантно вытянуты в направлении $\approx 255\text{--}$

285° , нормально к направлению главного сжатия, ориентированного в секторе $\approx 345\text{--}15^\circ$. Позиция Тафуинского интрузива.

Средне-позднепалеозойский период. Ему присуща доминанта субширотного сжатия, обусловившего структурные рисунки деформации сплющивания (содвига) в надежно фаунистически датированных стратифицированных образованиях силура, ранней и поздней перми (кордонкинской (S_1), казачкинской (P_1), решетниковской (P_{1-2}) и барабашской (P_2) свит) с развитием тесно сжатой складчатости, кливажа и встречных надвигов [14, 21], а также в Гамовском, Гродековском гранитных батолитах. Собранный нами материал свидетельствует, что именно этот период и характерное для него региональное сжатие субширотного направления стали основной причиной формирования структур рассматриваемых здесь базитовых и лейкогранитного интрузивов.

Мезозойский период. Этот период действия латерального сжатия ССЗ направления, обусловившего Сихотэ-Алинский план деформаций [19]. Его производные: крупные и мелкие складки СВ простираения, СЮ и ССВ левосторонние сдвиги, СВ надвиги и СЗ сбросы. В Западном Приморье мезозойские деформации наложались на позднепалеозойские, искривляя, смещая, подновляя и преобразуя их. Складки СВ простираения разных масштабов обнаруживаются и в общей картине совокупной складчатости. Главными из них, безусловно, являются крупные пликативы коробления, имеющие магмоконтролирующее и металлогеническое значение.

Структурные производные разных геодинамических периодов в той или иной мере проявлены и на территории Южного Приморья. В них закономерно вписываются позиции и структуры многих интрузивных массивов. Статья акцентирована на строение габброидных Аннинского, Гайдамакского и Дунайского, а также гранитного Тинканского интрузивов,

Рис. 1. Тектоническая позиция интрузивов юга Приморья.

А – террейны (штриховка) и перекрывающие комплексы (точки), по [22] с упрощением (террейны: SR – Сергеевский, TU – Таухинский, ZR – Журавлевский, SM – Самаркинский); Б – главные тектонические единицы (по Б.И. Васильеву и Б.Д. Чермерису [4] с небольшими изменениями); В – позиция интрузивов.

1 – четвертичные образования; 2–5 – стратифицированные образования: 2 – осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные (K_{1-2}), 3 – осадочные (J_{1-2}), 4 – осадочные (T_{1-3}); 5 – вулканогенные (P_1) (а), терригенные (P_1) (б); 6 – гранитоиды (K_2); 7 – габброиды (K_2); 8 – гранитоиды Тинканского массива (P_1); 9 – габброиды Аннинского и Гайдамакского интрузивов с меридиональными кливажем и псевдоскладчатостью, маркированной “слоями” тинканских гранитов ($\epsilon?$); 10 – габброиды Дунайского интрузива с доминирующей меридиональной полосчатостью (?); 11 – двуслюдяные граниты (?) Тафуинского массива с останцами древних пород (PR ?); 12 – сергеевские габброиды (PR-PZ₁?); 13 – несогласное залегание; 14 – разломы, преимущественно сдвиги: а – предполагаемые, б – достоверные (двойной кружок – индекс разлома, стрелки – направление смещений; Дн – Дунайский, Ас – Аскольдовский, Рд – Рудневский, Ав – Авангардный, ЗП – Западно-Партизанский); 15 – интрузивы: Гд – Гайдамакский, Тф – Тафуинский, Ан – Аннинский, Тн – Тинканский, Пт – Путятинский, Дн – Дунайский; 16 – точки графических и фото иллюстраций; 17 – береговая полоса залива Петра Великого; 18 – линии детальных наблюдений.



структуры которых сформировались в средне-позднепалеозойский геодинамический период.

Геологическая позиция интрузивов

Палеозойские габброидные интрузивы – Аннинский, Гайдамакский, Дунайский, Путятинский – и гранитные – Тафуинский, Тинканский (рис. 1), а также другие, более мелкие, выходят на дневную поверхность в пределах осевой части Тафуинского антиклинория (рис. 1 Б) (по Б.И. Васильеву и Б.Д. Чемерису [4]). Этот антиклинорий образовался в мезозойский геодинамический период, синхронно с соседствующей на севере Петровской впадиной, выполненной триасово-меловыми осадочными отложениями.

Антиклинорий рассматривался как результат Сергеевского выступа древнего офиолитового субстрата [6, 10], который более известен теперь как Сергеевский террейн (рис. 1 А), причленившийся к континентальному блоку в результате субдукции [22, 23] или обдукции [8] (рис. 1). Главный террейнообразующий комплекс претерпел несколько импульсов тектономагматической активизации [6, 11], его обособление, выходящее целиком на поверхность восточнее, представляет собой сложное композитное сооружение, именуемое в целом Сергеевским метагабброидным массивом.

В составе Сергеевского террейнообразующего комплекса выделяют с разной степенью уверенности следующие комплексы: авдокимовский (PR-?) – метаамфиболиты, парагнейсы, метаосадки, метаэффузивы, мраморы, слагают останцы (в т. ч. теневые) в ортометаморфитах сергеевского комплекса; сергеевский (PZ₁-?) – расслоенные, разгнейсованные габброамфиболиты, диориты; партизанский (PZ₁-?) – представлен овальными телами гнейсогранитов и гнейсоплагиогранитов, обычно не имеющими четких границ; владими́ро-александровский (Є-?) – перидотитовый; таудеминский (Є) – включает в себя микроклиновые гибридные гранодиориты, плагиограниты [6]. Чередование контрастных тел сергеевского, партизанского и таудеминского комплексов рассматривают как результат преобразований мафического субстрата в ходе последующих палингенеза и мигматизации [6]. В развитие этой точки зрения мы предположительно выделили 4 тектономагматических этапа мегарасслоения. Каждый из них ове­ществлен парой субсинхронных, контрастных (лейко- и мелано-) комплексов [11].

Исследованные нами интрузивы Тафуинского антиклинория связаны между собой в пространстве и времени настолько тесно, что они в совокупности также могут рассматриваться как композитный мас-

сив, производный процессов, преобразующих мафический субстрат. Вполне возможно, что характеризующие в статье структурные особенности исследованных интрузивов имеют свои аналоги непосредственно внутри самого материнского блока, что в дальнейшем поможет расшифровке достаточно сложного процесса структуризации как Сергеевского террейна, так и юга Приморья в целом.

Структуры интрузивных массивов, о которых пойдет речь далее, в той или иной степени затронуты геодинамикой всех трех периодов. Тем не менее, главной структурообразующей причиной для всех рассматриваемых здесь интрузивов, кроме Тафуинского, послужило широтное сжатие средне-позднепалеозойского геодинамического периода.

СТРУКТУРИРОВАНИЕ ИНТРУЗИВОВ

Тафуинский гранитный интрузив

Тафуинский массив характеризуем кратко, только для сравнения с рассматриваемыми ниже базитовыми массивами. Он расположен на Ливадийском полуострове, сложен двуслюдяными гранитами. Интрузив со всех сторон контактирует с более молодыми образованиями, поэтому о форме его, вытянутой в ВЮВ направлении, можно судить лишь по косвенным признакам – эрозионным окнам среди молодых образований. Детальным исследованиям его структуры посвящена работа [15], главный вывод которой состоит в том, что структуры кембрийского Тафуинского массива отвечают плану деформаций, организовавшегося под влиянием *позднепротерозойско-раннепалеозойского сжатия северо-северо-восточного направления*. Результатом действия этого сжатия стало формирование двух типов основных складок.

Первый сформировался до становления интрузива во вмещающем каркасе. Он выражен траекториями сланцеватости непереориентированных останцов и морфологией теневых полос среди гранитов, оставшихся видимыми и также непереориентированными после недостаточно полной гранитизации вмещающего каркаса. На диаграммах его складчатый тип рисунка отражается главными поясами I и 2, экваторы которых объединяют главные максимумы (I, II, III) слоистости и сланцеватости в останцах (рис. 2 А), которые близпараллельны. Ориентировка осей поясов подчеркивается положением шарниров натурных складок (рис. 2 А). Поясовое распределение полюсов слоистости и сланцеватости свидетельствует о горизонтальном положении оси главного структурообразующего напряжения σ_1^1 , нормального к шарнирам мелких складок, а также о пологом положении оси среднего напряжения σ_2^1 (вдоль шарни-

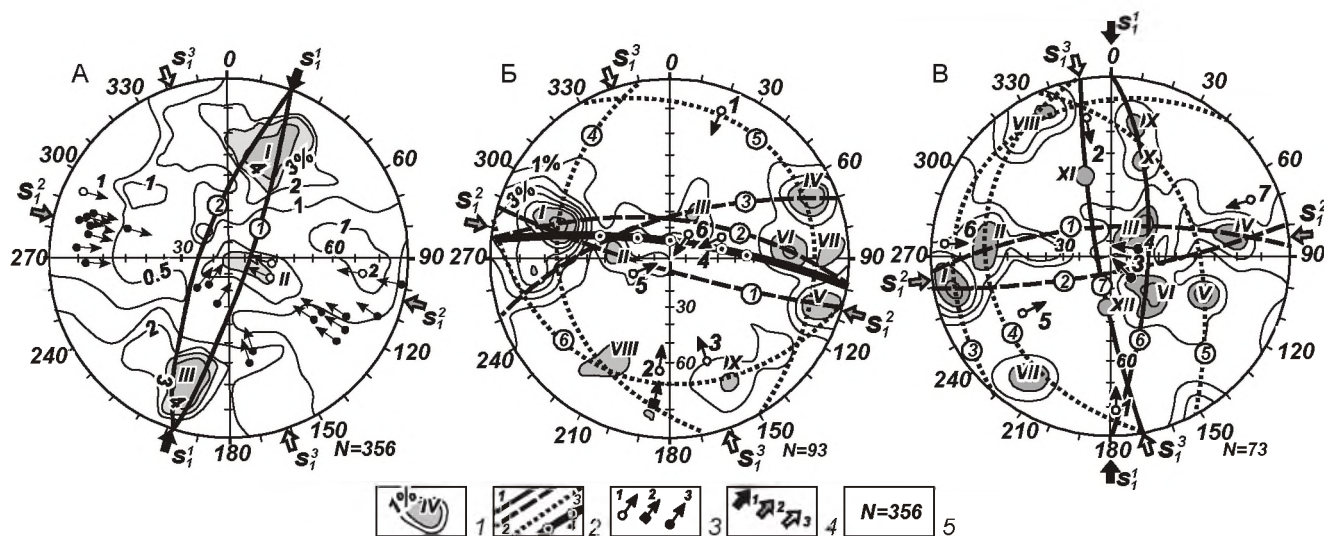


Рис. 2. Ориентировка структурно-динамических элементов.

А – слоистость и сланцеватость останцов Тафуинского гранитного массива; Б – сланцеватость и тонкая полосчатость по сколам, образующим псевдоскладки в габбро и габбродиоритах Аннинского интрузива; В – такситовость, сланцеватость, полосчатость в габброидах Дунайского массива. Диаграммы составлены на сетке Г.В. Вульфа (верхняя полусфера).

1 – линии изоконцентраций полюсов, опорные максимумы (проиндексированы римскими цифрами и залиты серым цветом); 2 – экваторы поясов элементов, производных сжатия: позднепротерозойско-раннепалеозойского (1), позднепалеозойского (2), мезозойского (3), пояс натурной псевдоскладки Гайдамакского массива (4); 3 – выходы осей поясов и натуральных шарниров (шкала углов погружений осей – обратная), номера выходов осей поясов на диаграмме, аналогичные номерам соответствующих поясов, стрелка – направление погружения (1), ось пояса реальной псевдоскладки (2); шарниры натуральных мелких складок в останцах протокаркаса и теньевые в гранитах Тафуинского массива (3); 4 – азимутальное направление сжатия: позднепротерозойско-раннепалеозойского (1), позднепалеозойского (2), мезозойского (3); 5 – количество замеров.

ров) и вертикальном положении минимального сжимающего напряжения σ_3^1 (σ_2 и σ_3 на диаграммах не обозначены).

Таким образом, главное сжатие было полого ориентированным в ВСВ направлении. Наблюдаемые в натуральных разрезах мелкие складки, которые осложняют крылья крупных, конвергентны по восстанию, что соответствует структурному рисунку экспериментальной модели по Г. Рамбергу [30] и графической – по В. Ярошевскому [27]. Это сходство, безусловно, добавляет свидетельства в пользу доминанты латерального сжатия.

Второй рисунок – псевдоскладчатый, маркирует соответственно следующий, уже сингранитный импульс сжатия того же направления, правда, чуть переориентированного (на $10\text{--}20^\circ$) по ходу часовой стрелки. Несмотря на то, что вызванный таким сжатием узор имеет складчатую конфигурацию, отчетливо обозначенную гранитным и аплитовым веществом, он образован в гранитах сочетающимися пологими системами сопряженных сколов – встречных надвигов. Характерно, что сжатием такого же направления обеспечен структурный план допалеозойских и раннепалеозойских блоков Ханкайского мас-

сива. Сжатие, сформировавшее архитектуру Тафуинского массива, хорошо согласуется по времени и по ориентировке со сжатием, определившим структуры террейнов Ханкайского массива, например, Матвеевско-Нахимовского и других более мелких блоков, даже “плавающих” в виде ядер среди молодых магматитов в пределах Гродековского массива. Это обстоятельство свидетельствует, по крайней мере, о структурном сходстве Тафуинского массива и наиболее древних образований Приморья, тем более, что граниты имеют кембрийский возраст, датированный U-Pb методом по цирконам [22]. Оговоримся, что по предыдущей шкале абсолютного возраста эти цифры попадали в ранний ордовик, поэтому возраст Тафуинского массива в наших ранних работах назван ордовикским. По последней геохронологической шкале (GTS – 2004) значение 493 млн лет отнесено к кембрию, следовательно и массив без усилий исследователей стал кембрийским. Это соответствует отнесению интрузива по его структурным особенностям к позднепротерозойско-раннепалеозойскому геодинамическому этапу.

Широтное сжатие средне-позднепалеозойского геодинамического периода, доминантное для

структур Аннинского, Гайдамакского, Дунайского, Тинканского интрузивов в Тафуинском массиве проявлено слабо, лишь в виде постгранитных, сугубо хрупких, деформаций. На диаграмме (рис. 2 А) направление этого сжатия обозначено стрелкой σ_1^2 . Хрупкие свойства гранитных масс и боковое направление горизонтального субширотного сжатия σ_1^2 вдоль крутопадающей разнородной расслоенности препятствовали организации новых пликтивных деформаций, субмеридиональных, ориентированных нормально к такому сжатию. Последнее способно было в этих условиях лишь обеспечить пологую ундуляцию шарниров складок первого и второго рисунков. Ундуляция, возможно, иллюстрируется встречным погружением таких шарниров на диаграмме (рис. 2 А). Кроме ундуляции, следствием широтного сжатия стали системы меридионального простирания встречных надвигов, реже взбросов, представленные в обнажениях плоскостными, иногда полого изогнутыми поверхностями с надвиговой и взбросовой штриховкой скольжения. Изредка можно видеть амплитуды надвигов, и те лишь сантиметровые и дециметровые. Надвиговые разрывы-смещители чередуются с трещинными разрывами, не несущими видимых следов смещений. Шаг чередования равен 1–3 м. Надвиги пересекают все ранние структурные рисунки.

Северо-северо-западное сжатие мезозойского периода выражено в Тафуинском массиве исключительно сдвиговыми деформациями меридионального и северо-северо-восточного направления.

Аннинский и Гайдамакский габбро-диоритовые массивы

Аннинский массив вытянут от побережья бухт Анна и Рудная к северу и имеет субмеридиональные тектонические контакты с Тафуинским и Тинканским гранитными интрузивами (рис. 1). Восточный контакт его с Тафуинским массивом частично перекрыт раннепермскими терригенными породами. Аннинский массив сложен преимущественно мелко-, крупнокристаллическими, полосчатыми амфибол-пироксеновыми габбродиоритами, редко габбро и пироксенитами. Породы сильно изменены. К-Аг датировки аннинских габброамфиболитов, по Э.С. Овчаренку: 615 млн лет, 533–537 млн лет, 400–450 и 200–250 млн лет (А.В. Олейников и др., 2002 г.). U-Pb датировки по цирконам дают 526 млн лет [23].

Несмотря на более древние абсолютные датировки Аннинского массива, чем Тафуинского, весь набор структурных элементов Аннинского массива указывает на позднепалеозойский геодинамический период и свойственное этому периоду широтное направление латерального сжатия.

У Аннинского массива рядом есть “младший брат-близнец” – дайкообразный Гайдамакский габбродиоритовый интрузив; он имеет такие же структуры и состав, как и у Аннинского. Габброидным массивом, установленным нами в бухте Гайдамак и прослеженным по дорожным выемкам в меридиональном направлении, пересекается Тафуинский интрузив (рис. 1).

Структурные рисунки Аннинского и Гайдамакского интрузивов показывают, что в них *позднепалеозойское субширотное* сжатие, “угнетенное” для Тафуинского массива, как структурообразующее начало проявлено очень широко. Главными структурными особенностями Аннинского и Гайдамакского интрузивов, свидетельствующими о проявлении внешнего динамического воздействия, прежде всего являются практически строго меридиональный кливаж, параллельная ему сланцеватость и сколовая псевдоскладчатость, то есть этот набор элементов-индикаторов во многом сходен с таковым же, что характеризует динамическую обстановку формирования Тафуинского массива. Разница лишь в том, что этот структурный набор в Аннинском и Гайдамакском массивах отличается ориентировкой от такового в Тафуинском плутоне. Сколовая складчатость выделена по аналогии со строением Тафуинского массива, где такие структуры проявлены довольно широко. Особенно четко обозначены они там волнообразными обособлениями аплитов [15, 16].

В Аннинском массиве среди габбро зафиксированы протообразования в виде крупных линз и пластов, содержащих (5–10 %) включения, по облику, вероятно, обломочные. Обломки окварцованы, по форме либо изометричные, либо угловатые, хотя углы сглажены. Размер их от долей миллиметра до 2–4 сантиметров (рис. 3 А и 3 Б). Линзы могут представлять собой первично вулканогенные образования (?), возможно, как останцы слоистых разновидностей авдокимовского комплекса, но первичные структуры полностью завуалированы кливажом и сланцеватостью.

Кливаж пронизывает приблизительно две трети Аннинского и почти весь Гайдамакский интрузив и развит с разной степенью интенсивности (рис. 4 А). Наш фактологический материал согласуется с точкой зрения Дж. Уилсона [24], Ю.С. Куцева [7], С.М. Синицы [29] и других исследователей о тектонической природе кливажа в противоположность альтернативному, но, безусловно, также оправданному мнению о флюидном начале этого структурного явления [5 и др.]. Согласно выводам Дж. Уилсона [24], при дальнейшем развитии кливаж сменяется кливажной сланцеватостью и полосчатостью.

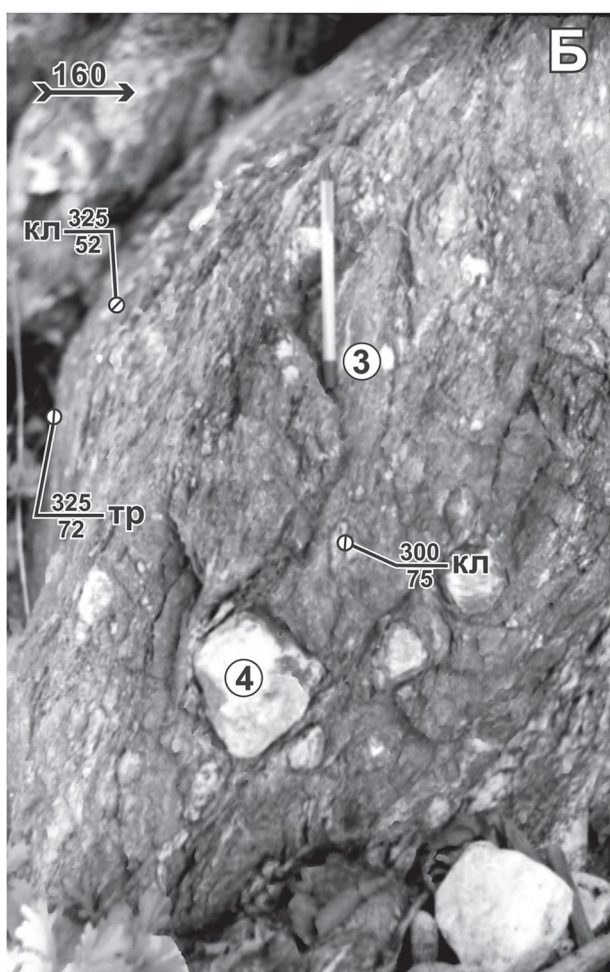
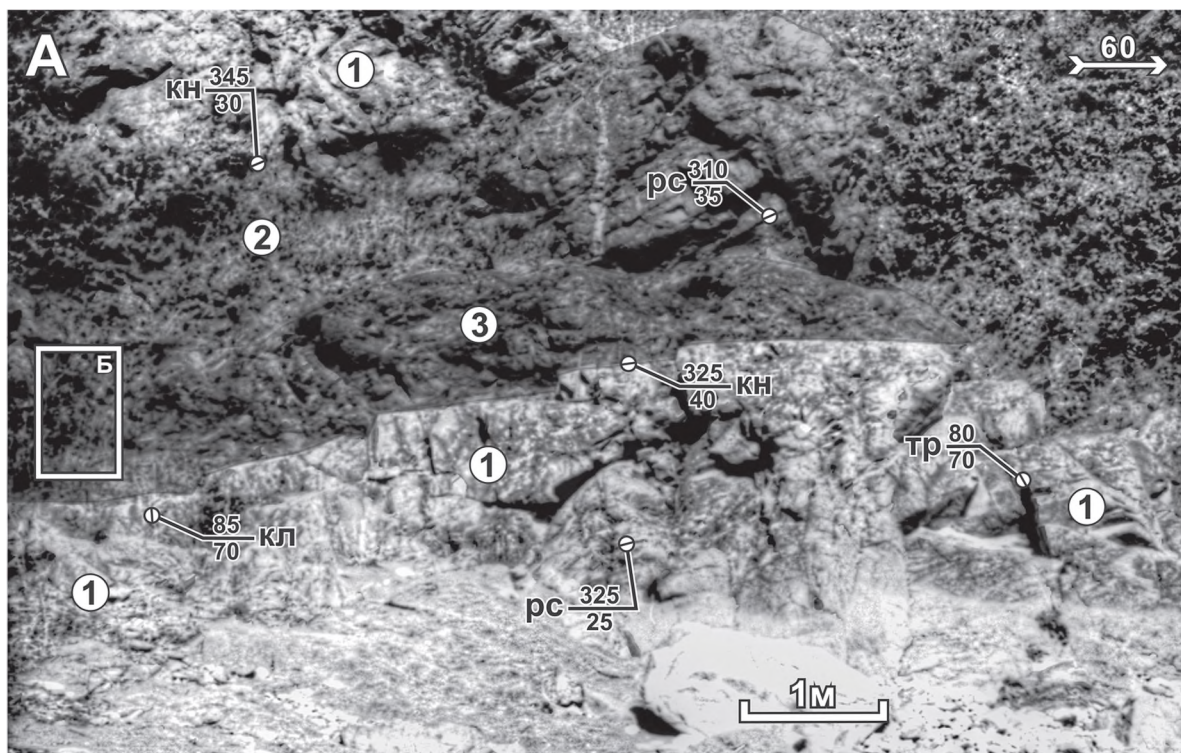


Рис. 3. Пример пластообразного обособления среди габбро (1) измененных обломочных пород (2 и 3) в Аннинском массиве (А); кливажированный и сланцеватый “слой” темно-зеленых тонкозернистых пород с уплощенными угловато-округлыми окварцованными включениями (Б).

Цифры в кружках: 1 – массивные, слабо зеленовато-серые, мелко-крупнозернистые габбро, кливажированные и сланцеватые, преимущественно по кливажу; 2 – тонкозернистые темно-зеленые габбро с малым (до 5 %) количеством включений; 3 – то же, что и 2, но с большим до (10 %) количеством включений; 4 – включения окварцованных пород.

Здесь и на других фото: малые кружки – точки замеров ориентировки структурных элементов, дробь – азимут (числитель) и угол (знаменатель) падения структурного элемента в градусах. Линия в малом кружке – положение в плоскости изображения линии структурного элемента (здесь и на рис. 4): кливажа (кл), контакта между телами (кн), крыла складки (кр), полосчатости (пл), расслоенности (рс), такситовости (тк), трещины (тр), шарнира складки (шр).

Действительно, кливаж, наблюдаемый в Аннинском и Гайдамакском массивах, образован по типу деформации чистого сдвига системами сопряженных, часто расположенных сколов [30], пересекающихся в плане под углами сопряжения $\approx 140\text{--}160^\circ$. Протяженность и мощность кливажных сколов – разные. Длина крупных, непрерывных трещин – несколько десятков см, мелких и микротрещин – до 1 мм и мельче. Мощность (имеется в виду мощность дислокационной зонки) крупных трещин – до 1 мм; сантиметровой и миллиметровой длины – микроскопическая. Соответственно, мелкие трещины кливажа проявлены часто, а крупные – реже. Также различия и размер в плане ромбов-литонов, окаймляемых кливажными сколами. Выделяются ромбы с длинной диагональю (длинная диагональ – хорда кливажа): 70–60, 25–20, 4–3, 2–1 см, 3–1 мм и мельче (рис. 4 А). Хорды кливажа вытянуты в меридиональном направлении. Именно ориентировка хорд обычно и принимается как ориентировка всей кливажной системы. Кливаж, как считается, в большей мере – атрибут пластических деформаций. Значит и в нашем случае он формировался, вероятно, в еще не хрупкой среде, поэтому углы сопряжения между кливажными сколами со стороны оси главного сжатия – закономерно тупые, что является свойством системы сопряженных сколов, проявляемых в условиях пластичной или хрупко-пластической среды [25, 26].

Весьма примечательно, даже несколько курьезно сходство ориентировок между кливажными трещинами, ограничивающими ромбы-литоны, и разрывами ранга разломов, обрамляющими Аннинский массив. Он имеет форму половины крупного ромбического литона, возможно, вторая половина интрузива, скрытая заливом Петра Великого, дополняет его форму до ромба. Меридиональное положение длинной диагонали интрузива совпадает с хордами кливажа.

Первичные складчатые формы в протопородах Аннинского и Гайдамакского интрузива не фиксируются, а фиксируются вторичные – сколовые псевдоскладки, выраженные отчетливо волнистыми обособлениями гранитов. С точки зрения динамики формирования обоих интрузивов – это те же вторичные псевдоскладки, что и псевдоскладки в Тафуинском массиве, где они выполнены материалом гранитной и аплитовой фаз. В них, как и в нем, псевдоскладки образованы пологими системами сопряженных сколов по типу чистого сдвига, которые служат крыльями псевдоскладок. Поэтому крупные участки крыльев, удаленные от замков, имеют форму плоскости и, судя по штрихам скольжения, малые амплитуды смещений и подвороты структурных элементов, являют-

ся встречными надвигами. Вдоль поверхностей сочленившихся встречных надвигов развиты светлые розовато-серые граниты, по облику и по составу отвечающие разновидностям первой фазы более молодого Тинканского массива и контрастно визуализирующие псевдоскладки (рис. 4 Б–Г). Складки бывают выражены тонкой посколовой пунктирной полосчатостью и сланцеватостью. За счет выразительности складок хорошо видно, что замковое сочленение округлое в результате, видимо, искривлений сколов или сглаживания углов при последующих подвижках. Максимальная ширина непрерывно наблюдаемого фрагмента замковой части некоторых таких псевдоскладок чуть более пятидесяти метров (рис. 4 Г), минимальная – от первых метров до десятков сантиметров. Шарниры псевдоскладок (или линии сопряжения крыльев – складкообразующих сколов) расположены полого в субмеридиональном направлении, аналогично сопряжениям кливажных сколов, которые закономерно являются прямыми индикаторами положения оси среднего девиаторного напряжения (или средней оси деформации). Поскольку складкообразующие сопряженные сколы являются встречными надвигами, значит ось главного напряжения сжатия занимала субширотное и субгоризонтальное положение, нормальное к ориентировке шарниров складок и сопряжений кливажных систем. Судя по форме складок, вариант механизма их формирования в условиях продольного сжатия, предложенный для объяснения структуры Тафуинского массива [15, 16], применим также и к характеристике структуры Аннинского, Гайдамакского и других базитовых интрузивов.

Ориентировки сколовых элементов псевдоскладок, наблюдаемых на береговых обнажениях бухт Анна и Гайдамак, вынесены на главную диаграмму по массиву (рис. 2 Б). Группы главных максимумов (I, IV–VII) в периферийной части диаграммы иллюстрируют крутое положение большинства элементов кливажа и параллельной ему сланцеватости. Максимумы II и III в центральной части маркируются положением пологих сколовых элементов псевдоскладок. Узоры изоконцентраций полюсов с максимумами I, II, III, IV, V, VI, VII формируют три основных пояса (1–3), по которым с известной долей вероятности восстанавливаются главные оси поля напряжения. Средняя ось s_2 , которой отвечают оси названных поясов (стрелки 1–3), занимала субмеридиональное, пологое в целом положение. Соответственно, вариации оси сжатия s_1 , ориентированные субширотно, располагались вдоль экваторов этих поясов (иначе – динамических плоскостей s_1s_3). А вариации оси растяжения s_3 как нормали к плоскостям s_1s_2 при этом

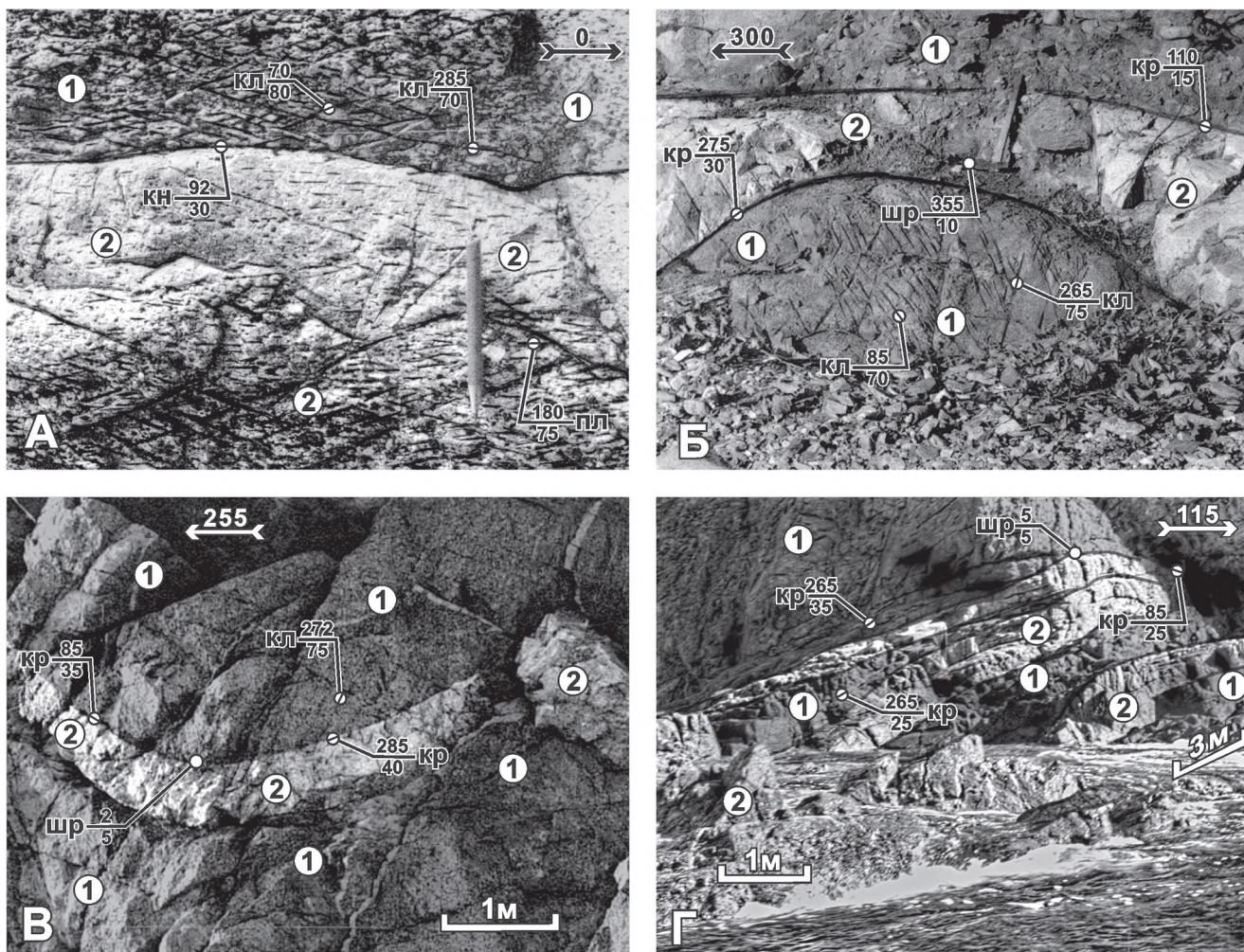


Рис. 4. Малые структурные формы в Гайдамакском (А, Б, В) и Аннинском (Г) габброидных интрузивах.

А – меридиональный (по хорде) ромбический кливаж в габброидорите (1) и “слое” гранитов (2) в Гайдамакском массиве; Б, В – сколовые псевдоскладчатые формы меридионального направления в такситовых, кливажированных габбро (1), маркированные мелкозернистыми розовато-серыми лейкогранитами (2) в Гайдамакском массиве; Г – антиформная складка в габброидах (1), обозначенная слоями (2) розовых гранитов в Аннинском массиве. Места фото см. на рис. 1.

1 – темно-зеленые мелкозернистые габбро, 2 – “слои” светлых розоватых мелкозернистых гранитов.

ориентировались субвертикально, фиксируя тем самым динамику одноосного субширотного сжатия. Обратим внимание также на то, что пояс на рис. 2 Б с осью, совпадающей с шарниром реальной псевдоскладки Гайдамакского массива (рис. 4 В), которая как типичный пример отражает стиль и положение большинства мелких псевдоскладок Аннинского и Гайдамакского массивов, буквально вписан в группу поясов “псевдоскладчатых” сколов 1–3. Такое совпадение между статистической и реальной картинами трудно считать случайным. Оно позволяет говорить в данном случае о явном динамическом сходстве по существу разнопорядковых и разномасштабных складок. Структурное и динамическое соответствие статистических и натурных структурных ри-

сунков укрепляют вывод о доминанте пологого субширотного сжатия.

Мезозойское сжатие северо-северо-западного направления – постинтрузивное, проявилось после некоторого временного перерыва относительно формирования массива, поскольку фиксируется преимущественно хрупкими сколовыми сдвиговыми дислокациями. Сдвиги, как и везде, имеют ССВ и СВ простирание и являются левосторонними, сопровождаясь зеркалами скольжения и мелкой аксоноклинальной складчатостью соответствующего типа. Менее распространены правосторонние сдвиги ССЗ и СЗ направления, закономерно развивающиеся в этом динамическом ключе регионального сжатия. Проявлено несколько сдвигов длиной 5 и более км. Мелкие

левосторонние сдвиги встречаются часто с шагом, составляющим первые сотни метров. Правосторонние сдвиги наблюдались только в виде малых форм. Сдвиги оперяются расположенными косо к сдвигу эшелонированными мелкими S-образными правоступенчатыми или левоступенчатыми отрывами (в зависимости от принадлежности к правому или левому сдвигу). Отрывы выполнены обычно либо кварцем, либо кальцитом, либо красными аплитовидными гранитами, почти аналогичными гранитам второй интрузивной фазы Тинканского массива.

Сочетание складчато-кливажного структурного рисунка в габброидах, производного от субширотного сжатия, с наложенным типично сдвиговым структурным рисунком, образованным сжатием ССЗ направления, свидетельствует о пике формирования структуры Аннинского и Гайдамакского габброидных массивов и их оформления, скорее всего, ближе к позднему палеозою.

Дунайский массив

Массив находится на полуострове Дунай (рис. 1 В). Породы Дунайского массива отнесены к Владимиро-Александровскому габбро-периодитовому комплексу по сходству состава и, весьма условно, возраста. Дунайский и другие подобные ему малые массивы имеют следующие К-Аг датировки: 572 ± 15 ; 563 ± 15 и 610 млн лет [по Э.С. Овчаренку (А.В. Олейников и др. 2002 г.)]. На основании этих данных их относят к раннему силуру (Г.С. Белянский, В.И. Рыбалко и др., 2006 г.).

Несмотря на небольшие размеры, Дунайский массив неоднороден. В нем проявлены структурные рисунки, свойственные полям напряжения всех трех выделяемых геодинамических периодов. Однако доминируют среди них производные именно широтного сжатия позднепалеозойского геодинамического периода. В массиве картируются и наблюдаются отдельные останцы древних пород, с неясными контактами, которые по составу и структурным особенностям вполне можно отнести к авдокимовскому и сергеевскому комплексам. Другие типы пород по этим же признакам весьма сходны с более молодым, габброидиоритовым аннинским комплексом.

Меридиональное сжатие позднепротерозойско-раннепалеозойского периода запечатлелось в строении и расположении крупных и мелких – в виде утолщенных линз – включений среди габброидиоритов. Нередко линзовидная форма мелких включений сочетается с обломочной (рис. 5). Зачастую крупные включения не имеют четких контактов. Полосчатые текстуры включений выражены тонкими (до 1 мм), часто чередующимися (шаг $\approx 1\text{--}5$ мм) бе-

лыми (плагиоклаз-кварцевыми) и черными (пироксенитовыми) прерывистыми “слоями”. В плоскостях отдельных срезов слойки выглядят как полосы на фоне сланцеватых тонкозернистых темно-серых габбро, возможно метагаббро, очень похожих по текстуре на останцы гранатосодержащих метагабброидов авдокимовского или сергеевского комплексов среди тафуинских гранитов [15]. На это сходство указывает также субширотная ориентировка текстурных элементов. Эта особенность позволяет довольно уверенно считать их останцами древнего вмещающего каркаса. Примечательно, что в крупных фрагментах таких пород, сосредоточенных, главным образом, в восточной части Дунайского массива (рис. 6 А–В), полосчатостью образованы мелкие складчатые структуры. Складки имеют относительно пологие формы. Ширина их – от 1–2 до 20–30 м. Крутизна падения крыльев составляет $20\text{--}40^\circ$, реже доходит до 60° . Заметна преимущественно юго-юго-западная вергентность складок. Шарниры складок преимущественно погружаются полого ($10\text{--}15^\circ$) в направлении к ВЮВ ($110\text{--}120^\circ$) и в противоположную сторону. Осевые поверхности складок сопровождаются крутым, параллельным им кливажем. В складки вовлечены и крупные кварц-плагиоклазовые полосы-слои. Смятие происходило, возможно, синхронно с образованием полосчатости, поскольку в некоторых замках складок наблюдается увеличение мощности полос кварц-плагиоклазового материала. Преобладающая ориентировка полосчатости и расслоенности во включениях статистически фиксируется максимумами полюсов III, VI, IX, X, образующих пояс 6 и XI и XII – пояса 7 (рис. 2 В). Оси этих поясов, совпадая с ориентировкой шарниров натурных складок, указывают на широтное положение средней оси деформации и, кроме того, на меридиональное направление сжатия σ_1^1 , что соответствует сжатию позднепротерозойско-раннепалеозойского геодинамического периода.

К сожалению, в Дунайском массиве не наблюдались хорошие взаимоотношения между крупными включениями древних сланцеватых габброидов с более молодыми связующими магматитами. Связующие габбро и габброидиориты, содержащие мелкие включения, имеют меридиональную такситовость, а связываемые ими включения – широтную сланцеватость и мелкую полосчатость. Поэтому, исходя из имеющегося фактологического материала по ориентировке элементов разных планов деформаций в массиве для позднепротерозойско-палеозойского и позднепалеозойского геодинамических периодов [14], такие эпизоды вполне могут быть интерпретированы как документальные индикаторы стрессов

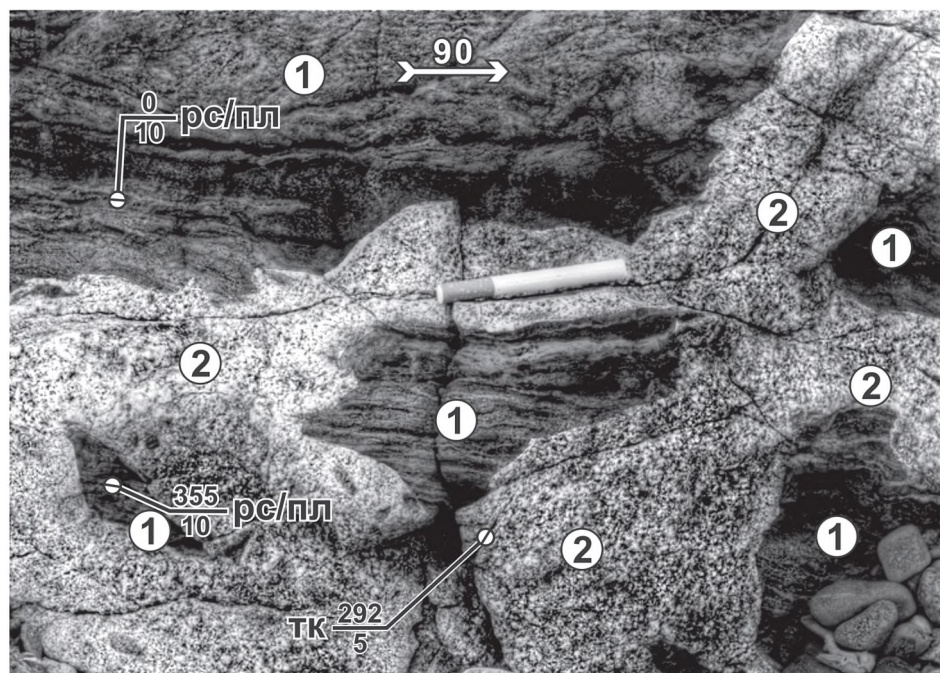


Рис. 5. Сохранившие широтную ориентировку субобломочные включения сланцеватых и тонкополосчатых габбро (1) в габбродiorитах (2), несущих меридиональную такситовость. Дунайский массив.

Место фото см. на рис. 1.

обоих периодов, причем со сменой направления сжатия с меридионального на широтное.

Широтное сжатие средне-позднепалеозойского периода послужило главной причиной становления структурного облика всего Дунайского массива. Главными индикаторами такой обстановки служат те же складчатые, возможно, псевдоскладчатые формы и структуры, демонстрируемые заметно грубой полосчатостью, сходной по генезису, возможно, с прослоями тинканских гранитов среди аннинских габбродiorитов. Здесь полосчатость сопровождается меридиональной такситовостью, выраженной в диоритах мелкими амфиболовыми линзами (рис. 7), разрывами кливажного направления, образующими со складчатыми формами закономерный парагенез. Крупные фрагменты складчатых форм – преимущественно крылья, реже замки – наблюдались в береговых обнажениях залива Петра Великого (рис. 8). Ширина складок, оцененная по величине падения полосчатости к западу и востоку от их осей, составляет 500–600 м, а их высота – не более 100 м. Мелкие складчатые формы шириной до нескольких десятков метров и высотой до десяти метров наблюдались непосредственно в обнажениях (рис. 6 Г, 6 Д). Складки сложены слоевидными или расслоенными темно-серыми мелко- и среднезернистыми такситовыми габбро, габбродiorитами, реже диоритами. Все породы характеризуются

грубой полосчатостью. Она обусловлена слоями (?) лейкократового и, значительно реже, меланократового материала. Ширина полос составляет от первых сантиметров до нескольких метров, а шаг чередования – от 5–10 см до первых метров.

Резко преобладает складчатая картина статистического распределения полюсов элементов “субслоистости”, а именно так, видимо, следует воспринимать, прежде всего, расслоенность и полосчатость. Действительно, полюсы этих элементов образуют самые насыщенные максимумы I, II, III, IV, VI на соответствующей диаграмме (рис. 2 В). Эти максимумы группируются в пояса 1, 2, которые являются, как и в двух других разобранных уже случаях, признаком идеализированной модели цилиндрической складчатости при широтном направлении сжатия – s_1^2 (рис. 2 В), которое, по нашим представлениям, характерно для позднепалеозойского геодинамического периода [14]. При этом положение средней оси деформаций было пологим и меридиональным, которое закономерно соответствует ориентировкам осей поясов (соответственно 1 и 2).

Крупная складчатость геометрически подобна мелким складкам, примеры которых приведены на рисунках 6 Г и 6 Д. Образованные конфигурациями полос псевдоскладчатые формы соответствуют средней и высокой степени сжатия, если сравнивать с

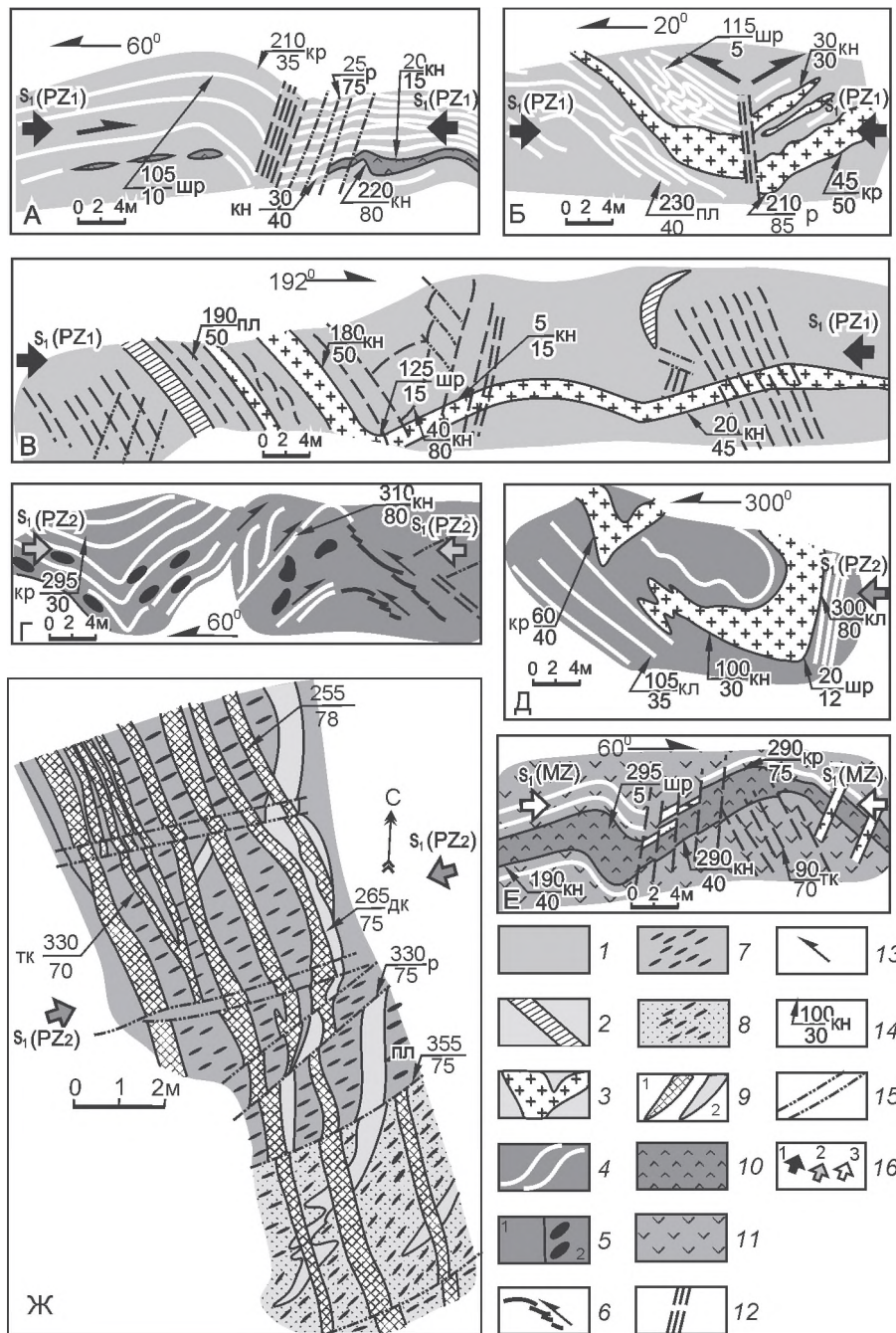


Рис. 6. Малые структурные формы в Дунайском габброидном массиве.

А, Б, В – псевдоскладчатость и кливаж, производные меридионального позднепротерозойско-раннепалеозойского сжатия; Г, Д – псевдоскладки, образованные полосчатостью и пластообразными обособлениями гранитов, производные позднепалеозойского субширотного сжатия; Е – псевдоскладки, производные северо-северо-западного мезозойского сжатия; Ж – псевдоскладки и субкливажная дайкоподобная полосчатость.

1 – тонко-мелкозернистые темные зеленовато-серые полосчатые и сланцеватые габбро; 2 – крупные кварц-плагиоклазовые полосы; 3 – гранит-гранодиоритовые обособления среди габбро, габбродиоритов; 4 – мелкие частые кварц-плагиоклазовые полосы; 5 – мелко-крупнозернистые такситовые габбродиориты (1), со шпирями амфиболитов (2); 6 – согласные с полосчатостью эшелонированные жилы кварца; 7 – такситовые габбродиориты; 8 – такситовые граниты; 9 – жилы андезитов (1) и дацитов (2), развитые по кливажу; 10 – тонкозернистые до афировых габбро; 11 – тонкозернистые диориты; 12 – кливаж; 13 – направление движения масс; 14 – точка взятия замера ориентировки структурного элемента: числитель – азимут, знаменатель – угол падения (кн – контакт между двумя разновидностями пород, кр – крыло складки, шпр – шарнир складки, тк – такситовость, пл – полосчатость); 15 – разрывы (Р) с признаками смещения; 16 – направление главного нормального сжатия σ_1 с индексом предполагаемого возраста: 1 – PZ₁, 2 – PZ₂, 3 – MZ.

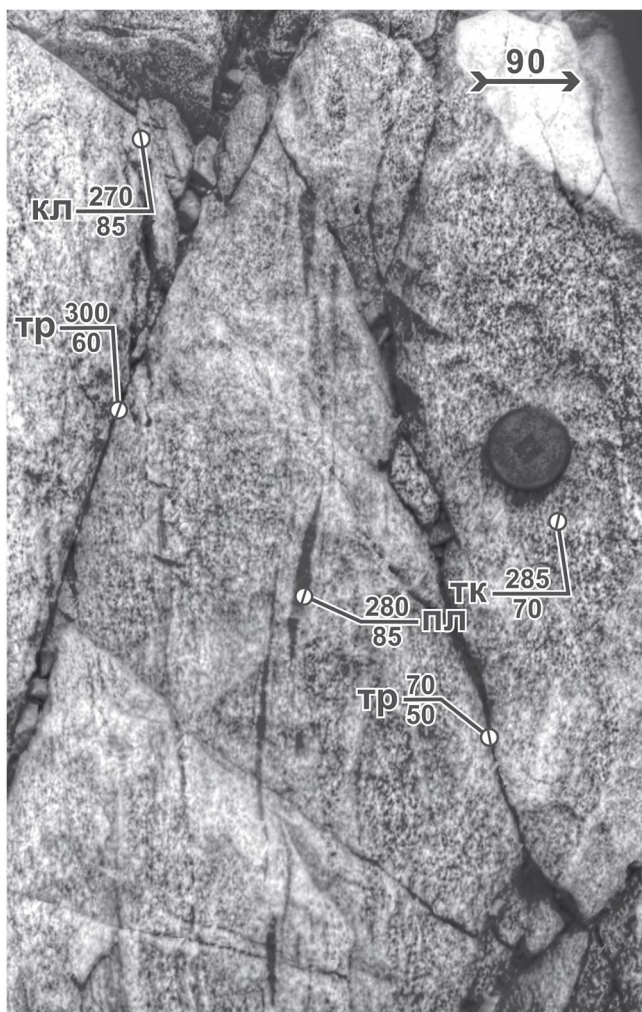


Рис. 7. Такситовость и гнейсоватость, выраженные короткими и длинными узкими линзами амфиболов в диоритах Дунайского массива.

формами обычной складчатости (рис. 6 Г). Нередки и опрокинутые складки (рис. 6 Д), причем отражающие преимущественно западную вергентность масс. Микроформы псевдоскладок осложняют мелкие псевдоскладки. Их вергентность, а также подвороты маркированных полос отражают восходящие движения на крыльях более крупных форм. Восходящий характер движений обусловил и многочисленные мелкие эшелоны кварцевых прожилков, располагающихся ступенеобразно против доминирующих движений (рис. 6 Г). Еще раз подчеркнем, что все описанные складки ориентированы закономерно – по нормали к широтному латеральному сжатию, свойственному исключительно позднепалеозойским структурам западного и южного Приморья.

Нельзя обойти вниманием еще один важный структурный рисунок, проявленный в строении западной части Дунайского массива (рис. 6 Ж). Здесь

габбро характеризуются весьма крупноритмичной дифференцированностью, возможно, связанной с расслоенностью, ориентировка которой отвечает динамике позднепротерозойского-раннепалеозойского геодинамического периода. Неоднородность выражена ритмичными “прослоями” гранодиоритов мощностью 3–5 м среди габбро, габбродиоритов. Габбро, габбродиориты – серые, темно-серые с зеленым оттенком породы, а гранодиориты – мелкозернистые светло-серые с розоватым оттенком, как и другие разновидности массива, такситовые, особенно отчетлива ориентировка амфиболов и вторичного биотита. Примечательно то, что ориентировка такситовости и расслоенности совпадают – аз. пад. $330\text{--}350^\circ$, угол $45\text{--}70^\circ$. Другими словами, такая ориентировка приблизительно совпадает с ориентировкой структур меридионального сжатия раннепалеозойского периода. Отклонение ее от широтного направления мы связываем с небольшим разворотом против часовой стрелки, согласным с левосдвиговыми смещениями по рядом расположенному Дунайскому разлому (рис. 1).

На расслоенность и такситовость габбродиоритов поперечно наложилась серия сближенных крутопадающих ССЗ и СЮ даек (рис. 6 Ж). Дайки мощностью 20–30 см ритмично и часто чередуются через 40–50 см. Это, вероятно, те же жилы или дайки, что отражены в вертикальном срезе на рис. 8. По составу выделяются две генерации этих даек: более ранние дацитовые и рассекающие их под очень острым углом андезитовые. На рисунке 6 Ж видно, что дайки смещены вдоль трещин, развитых впоследствии по направлению такситовости. Такое сублинейное сосредоточенное проявление даек (?) выглядит как крупноритмичная полосчатость (возможно результат двух тектонических импульсов), простирающаяся вдоль береговой полосы на сотен метров. Положение этой крупноритмичной полосчатости вполне соответствует кливажу, ориентированному по нормали к доминирующему широтному сжатию среднего-позднего палеозоя.

Мезозойский период левосдвиговых деформаций. Динамические особенности этого периода отразились достаточно полно, возможно, даже полнее, чем в других интрузивах. Достаточно сказать, что фрагментами отчетливо выражены острые килевидные складки с субгоризонтальными шарнирами северо-восточного простирания. Второстепенные максимумы VII и VIII образуют на диаграмме (рис. 2 В) периферийные – сдвиговые – пояса 3, 4 и 5, которые можно считать производными мезозойского северо-западного сжатия – σ_1^3 , при крутом положении осей поясов 3, 4 и 5 и, соответственно, средней оси де-

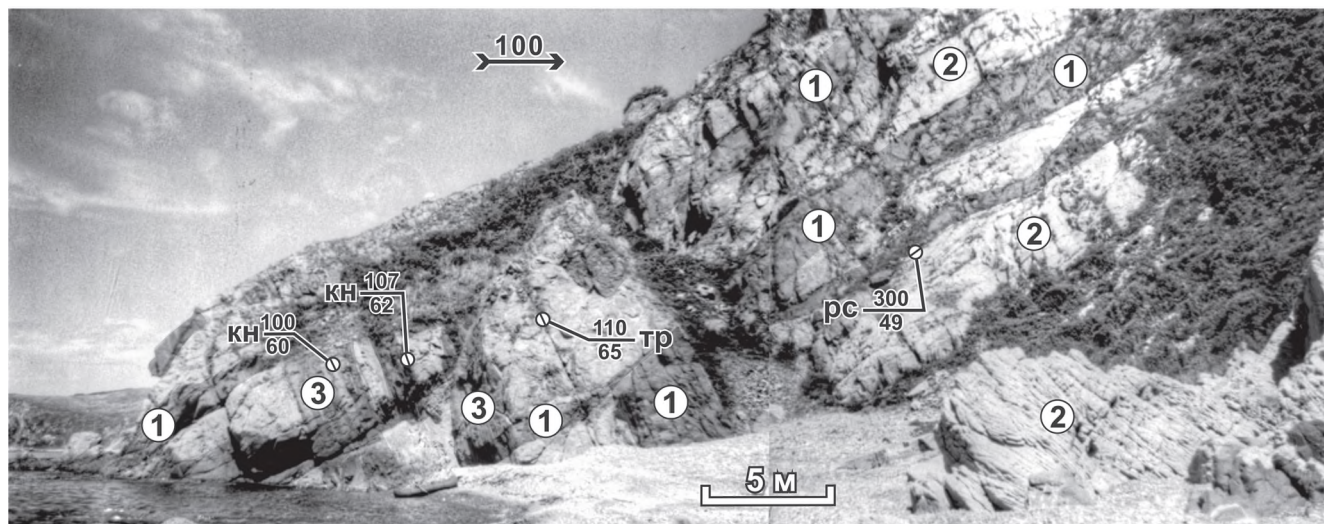


Рис. 8. Развитие серии часто перемежающихся меридиональных жил кислого и основного состава (3), развитых в грубо “переслаивающихся” габбро (1) и диоритах (2).

формаций. Их пространственное положение и рисунок символично отражены на диаграмме (рис. 2 В) максимумами и экваторами поясов полосчатости, а также показывающими положение средних осей деформации выходами шарниров складок и осей поясов. Средняя ось деформации s_2 ориентирована в СВ направлении. Развороты полосчатости, вызвавшие наложенные пояса, связаны наиболее вероятно со сдвиговыми дислокациями СВ направления мезозойского периода (рис. 6 Е).

Тинканский гранитный интрузив

Его граниты впадают в псевдоскладки габброидов Аннинского массива сообразно, видимо, с условиями растяжения, потому, возможно, в нем такситовость проявлена слабо, а его породы равномерно кристалличны.

Тинканский массив расположен в приустьевой части бассейна р. Рудной, обнажен на побережье бух. Руднева. Он имеет изометричную форму, тектонические контакты: на востоке с Аннинским массивом и на западе с палеозойскими стратифицированными образованиями. В северной части массив перекрыт юрскими осадками и прорван мезозойскими гранитами (рис. 1). Массив двухфазный: первая фаза – светло-серые, желтоватые массивные лейкограниты с биотитом, амфиболом; вторая – плагиокалишпатовые розовые граниты, разнотекстурированные, реже гнейсоватые. Возраст комплекса по серийной легенде – раннепермский. Абсолютные калий-аргоновые (других нет) датировки противоречивы: по Н.И. Полевой – 244, 230, 226, 220 млн лет; по Э.С. Овчаренку (бух. Руднева, датировка калий-аргоновая по валу) – 555, 280, 265, 223, 211, 206, 184–107 млн лет. Считается, что

тут сказалось наложение меловых активизационных процессов магматизма.

К сожалению, Тинканский массив оказался наименее исследованным в структурном плане ввиду его однородности и плохой обнаженности. Однако есть одно сходство с Аннинским массивом, заключающееся в том, что в нем наблюдаются слабо выраженные пологие, по-видимому, сколовые псевдоскладчатые структуры, по рисунку, размеру и ориентировке очень похожие на аннинские псевдоскладки. Разница только в составе вмещающих пород. В пределах Тинканского массива вмещающими являются лейкограниты первой фазы, а изогнутыми псевдослоями служат калишпатовые розовые граниты второй фазы. Мощность псевдослоев составляет 10–30 см. Шарниры таких псевдоскладок, как правило, полого погружаются в меридиональном направлении. В местах замков псевдоскладок наблюдается слабо выраженная линейность зерен кислых плагиоклазов и калишпатов в поверхностях-расколах, субпараллельных средней оси деформаций σ_2 . Иногда наблюдаются частые трещины типа кливажа, вероятно, производные субширотного сжатия. К тому же, среди гранитов Тинканского интрузива спорадически встречаются мелкие тела габброидов, полого изогнутые, очень похожие на мелкие псевдоскладки, с меридионально направленными линиями перегибов, также свидетельствующими о возможном воздействии широтного сжатия.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Набор использованных нами методов графического и статистического анализа структурных рисунков и парагенезов, охватывающий сразу 1–5 порядки

мезоуровня организации геологического пространства, применительно к изучению структурирования базитовых интрузивов на юге Приморья позволил получить новые фактологические данные, касающиеся этого аспекта.

Доминирующие структурные рисунки, присущие разным порядкам системной организации и расшифровываемые на разномасштабных картах, планах и разрезах, а также непосредственно на отдельных обнажениях, можно вполне считать динамически подобными, т. е. парагенетически или генетически связанными, причем настолько тесно, что они, дополняя друг друга, почти однозначно свидетельствуют о широтном латеральном сжатии как главной причине строкурообразования [27, 30].

То же касается и угнетенных структурных рисунков, проявленных в строении исследованных интрузивов. Однако они подчинены каждый своему плану деформаций, соответствующему одному из трех геодинамических периодов: позднепротерозойско-раннепалеозойскому с меридиональным направлением главного латерального сжатия; среднепозднепалеозойскому – с доминантой широтного сжатия; мезозойскому – с северо-северо-западным направлением сжатия [14]. Если не брать во внимание ориентировку, то главные типы структурных рисунков: сопряженных сколов, кливажный, первичных (теневых) и вторичных (псевдо) складок, выделяемые по доминанте какого-нибудь признака или по определенному набору элементов, для разных геодинамических периодов похожи, принципиально похожи и составляемые ими картины последовательности формирования структурных планов того или иного геодинамического периода.

Полученный по Дунайскому массиву материал, по устойчивому положению останцов протокаркаса среди вмещающих магматитов, свидетельствует об отсутствии строкурообразующей силы и у базитовой магмы, не хватившей даже на нарушение ранней ориентировки протовключений. Такое явление, весьма часто характерное и для гранитных массивов, видимо, широко распространено, а значит магматическое вещество пассивно заполняло ячейки протокаркаса, появлявшиеся в ходе деформаций под воздействием внешних усилий. Подчеркиваем, в гранитах структурные рисунки первичной канвы проявлены также в виде непереориентированных теневых структур.

Еще одним знаковым явлением в строении массивов стала псевдоскладчатость, или еще мы ее называли сколовой складчатостью. Эти складчатые формы в базитовых массивах “прорисованы” природой ярче, чем в гранитных массивах. Они часто ове-

ществлены иногда весьма контрастным поздним магматическим веществом. В Аннинском и Гайдамакском базитовых интрузивах такие сколовые псевдоскладки маркируются розовыми тинканскими границами. Проведенные в южном и западном Приморье наблюдения указывают на интересную особенность: при образовании таких форм не изменяется положение ранних структурных элементов (по крайней мере, на начальных стадиях), хотя вторичные формы, что поддаются расшифровке при анализе разрезов и натуральных псевдоскладок [15], зачастую организованы в модель обычного конвергентного – по антиформе – пликатива, по Г. Рамбергу [30], который зачастую в метаморфических и магматических породах рассматривается как признак течения. В предыдущей работе нами предложен вариант механизма такой складчатости за счет развития сопряженных сколов, инициированных механизмом чистого сдвига систем сопряженных сколов, являющихся встречными надвигами [15]. Эта модель применима и для строения базитовых массивов.

По механизму чистого сдвига, вероятно, сформирован кливаж, особенно ярко проявленный в Аннинском интрузиве. Здесь имело место воздействие по типу чистого сдвига по законам пластического скалывания [24] с тупыми углами между пересекающимися кливажными системами, представленными сколами, главным образом, двух направлений. Причем хорды кливажа занимают положение, субпараллельное осевым поверхностям первичных и вторичных складок в разрезе и шарнирам в плане. Кстати, необходимо заметить, что второстепенные такситовость и полосчатость базитов также во многом пространственно подчинены положению элементов индикаторных структурных рисунков.

Подчеркнем еще раз, что наш материал свидетельствует о доминанте внешнего сжатия на каждом из выделяемых геодинамических периодов.

Суждения о доминанте внешнего сжатия при строкурообразовании в интрузивах обосновывались еще классиками структурной геологии, например, Г.Д. Ажгиреем [1] и Э. Клоосом [28]. Первый из них, разбирая типы линейного расположения минералов в интрузивных породах, отмечал совпадение их простираний с генеральными простираниями складчатых тектонических структур в породах вне массива. На этом основании он пришел к выводу, что ориентировка создается в гранитных массивах в результате воздействия на вмещающие породы и на еще не вполне застывший интрузивный массив региональных тектонических сил. Такие же данные дали основание Э. Клоосу считать, что линейная ориентировка

кристаллов в массивах не отражает направление течения магмы, а зависит от внешнего сжатия, благодаря которому происходит сплющивание вещества и, соответственно, удлинение формируемого массива.

По-видимому, это действительно так: все исследованные нами интрузивы удлинены именно таким образом – по направлению оси среднего напряжения. Причем нелишне еще раз подчеркнуть, что положение осей поля напряжения: главной, средней и минимальной – устанавливалось по разноуровневым признакам: от микро- до мегаскопических, путем прямых наблюдений, графических и статистических построений.

Весьма удовлетворительно удлинения всех массивов сопоставляются с направлением сжатия по геодинамическим периодам. Тафуинский удлинён в ВЮВ направлении, по нормали к протерозойско-палеозойскому ССВ направлению сжатия, а Аннинский, Гайдамакский, Дунайский, Тинканский ориентированы в меридиональном направлении, соответственно по нормали к средне-позднепалеозойскому широтному сжатию (рис. 1). Точно так же, по нормали к мезозойскому сжатию ССЗ направления, ориентированы Успенский (K_1), Водопадненский (K_2) и Беневский (K_2) гранитные массивы [11].

Закономерно, согласованно с осями полей напряжений ориентированы все важнейшие элементы строения всех без исключения интрузивов. То же самое можно сказать и о позднемеловых интрузивах Петровской впадины (рис. 1), по которым мы также располагаем предметными наблюдениями, попадающими в контекст наших суждений. Интересно, что доминирующее северо-восточное удлинение меловых массивов отвечает ориентировке складчатых структур. Часты постепенные контакты между дайками и вмещающими интрузивами умеренно кислого и среднего-основного составов. Создается впечатление распространенности таких взаимоотношений между гранитными интрузивами и осадочными породами мезозоя. Возможно, мы имеем дело с начальными стадиями того же явления, основной смысл которого – замещение осадочных пород продуктами тектономагматических преобразований сергеевского субстрата. Пролонгируя это впечатление, возьмем на себя смелость предположить, что резкие контакты между гранитами и вмещающими породами в большей степени проявлены в местах тектонических разрывов. Именно здесь, благодаря подвижности крыльев сколов, синхронной отложению магматического вещества, возникает вероятный эффект динамического экранирования. Если экран подвижен хотя бы какое-то время при становлении, например, дайки,

может возникнуть постепенное к контакту уменьшение зернистости магматической породы вплоть до возникновения в ней афировой структуры. Тем самым в итоге возможен эффект зоны закалки. Неслучайно, вероятно, поэтому любой контакт интрузива или дайки повторяет ориентировку одной или комбинации группы сколовых трещин из доминирующей в округе системы трещиноватости.

Основываясь на нашем материале, необходимо сказать, что геодинамический период состоит из нескольких импульсов, поскольку везде наблюдается дискретность в организации структурных форм. Особенно хорошо это видно на примере Тафуинского массива, где в ходе его становления отчетливо расшифровываются два скачка импульсной переориентировки сжимающих напряжений, с угловым шагом 10–15°. В этом и других массивах наблюдаются прямые наложения сколовой псевдоскладчатости без видимого искажения ранних, в том числе и теневых, структур. Эти импульсы следует считать локальными, производными небольших пульсаций главного сжатия, но нельзя исключать и более глубокие импульсы геодинамической активизации, которые приводили, вероятно, совместно с палингенными процессами, к преобразованию древнего субстрата. Не исключено, что импульсы активизации как-то связаны с модулями значений абсолютных датировок. Однако соответствующие современному уровню исследований определения абсолютного возраста, судя по публикациям, единичны, а следовательно, не могут использоваться для такого анализа. Массовые К-Аг данные по многим параметрам считаются некорректными, хотя в ряде случаев могли бы быть использованы для понимания корреляции между наиболее встречаемыми датировками метаморфических и магматических комплексов и тектоническими импульсами, в том числе и в отношении Сергеевского террейна, к которому мы относим и наши массивы. Строение Дунайского массива заставляет задуматься о неоднократных структурно-вещественных преобразованиях в пределах в общем-то небольшого пространства коры. Это возможно расценить как основу “объективизации” разбросов и с большим уважением анализировать К-Аг данные совместно с результатами современных методов.

В этом свете уже предпринята попытка обозначить такие этапы, правда, с другой позиции, основываясь на предполагаемом “мегарасслоении”. При явном недостатке сведений, пригодных для такого анализа, в истории Сергеевского массива было намечено 4 этапа, каждый из них оказался овестьствован парой субсинхронных, контрастных гранитовых и базито-

вых комплексов, причем часто сближенных пространственно [11]. В нашем случае в качестве такой пары могут быть представлены базитовый аннинский-гайдамакский и гранитный тинканский комплексы, которые по системе псевдоскладок буквально прорастают друг друга. Можно усмотреть присутствие тинканских гранитов в качестве фации расслоения и среди базитов Дунайского интрузива.

Отсюда следует важное заключение о том, что дальнейшая разработка критериев для более надежного обозначения временных рамок геодинамических периодов, в сопоставлении с другими фактологическими данными, способна помочь в геохронологических оценках и даже обосновывать их.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенных исследований структуры Аннинского, Дунайского, Гайдамакского габброидных и Тинканского гранитного массивов указывают на структурирование этих интрузивов в условиях широтного сжатия средне-позднепалеозойского геодинамического периода, среднего из трех периодов, установленных нами в Западном Приморье. Благодаря такой динамике, формировавшиеся базитовые массивы, вероятно, приобрели субмеридиональное удлинение. Под воздействием широтного сжатия слагающие интрузивы породные комплексы приобрели также доминирующие субмеридиональные элементы структуры: расслоенность, полосчатость, такситовость, кливаж и сланцеватость. Средние оси напряжения, обозначенные линиями сопряжения сопряженных сколов, образующих кливаж, шарнирами псевдоскладок, также занимали пологое долготное положение.

Исследования базитовых массивов подтвердили выводы о закономерностях строения интрузивных тел, сделанные ранее на примерах гранитоидных массивов. Главный вывод заключается в том, что магма не прорывает вмещающий субстрат, а выполняет разуплотненные области геологической среды, которые являются следствием динамической обстановки латерального сжатия.

БЛАГОДАРНОСТИ

Благодарим геологов-исследователей д.г.-м.н. В.Г. Хомича, к.г.-м.н. С.О. Максимова, к.г.-м.н. А.В. Олейникова за обсуждения материала и советы, инженеров Т.И. Карпенко и О.М. Молибог за изготовление графических иллюстраций.

Настоящая работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН (проект 09-3-А-08-405).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ажгирей Г.Д. Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1966. 364 с.
2. Вознесенский В.Д. Структурные парагенезисы // Изучение тектонических структур: Метод. пособие по геол. съемке м-ба 1: 50000. Л.: Недра, 1984. Вып. 16. С. 84–101.
3. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России (В 2-х кн.) / Под ред. А.И. Ханчука. Кн. 2. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 573–981.
4. Геология СССР. Т. XXXII. Приморский край. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 696 с.
5. Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику / Отв. ред. Н.В. Короновский. М.: КДУ, 2005. 496 с.
6. Коваленко С.В., Давыдов И.А. Сергеевский выступ – древняя структура южного Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319, № 5. С. 1173–1177.
7. Куцев Ю.С. Сланцеватость, ее возникновение и развитие. М.: Недра, 1988. 103 с.
8. Левашов Г.Б. Геохимия парагенных магматитов активных зон континентальных окраин (Сихотэ-Алинь). Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. 380 с.
9. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
10. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Ч. III. Тектоника. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 60 с.
11. Неволин П.Л., Иванов В.В., Коваленко С.В., Митрохин А.Н. Геодинамика формирования структуры Сергеевского блока кристаллических пород и контроль золотого оруденения (Южный Сихотэ-Алинь) // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 91–112.
12. Неволин П.Л., Уткин В.П., Коваленко С.В. и др. Геодинамика формирования структуры Успенского гранитоидного массива, контроль даек и проявлений рудной минерализации // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2001. Вып. 2. С. 74–89.
13. Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н. и др. Меловые интрузивы Южного Приморья: Тектоническая позиция, структуры, динамика их формирования // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 5. С. 73–86.
14. Неволин П.Л., Уткин В.П., Кутуб-Заде Т.К., Кандауров А.Т., Аленичева А.А., Митрохин А.Н. Западное Приморье: геология, геодинамика структурирования и аспекты металлогении // Тихоокеанский рудный пояс: Материалы новых исследований. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 278–299.
15. Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н. Тафуинский гранитный массив (южное Приморье): структуры и геодинамика продольного сжатия // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, № 4. С. 64–81.
16. Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н. О псевдоскладчатом контроле аплитовых даек в палеозойских интрузивах юга Приморья // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: Материалы XLIII Тектоническ. совещ. Т. II. М.: ГЕОС, 2010. С. 81–85.
17. Расцветаев Л.М. Некоторые общие модели дизъюнктивной разрывной деформации // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985. С. 118–126.
18. Спенсер Э.У. Введение в структурную геологию. Л.: Недра, 1981. 367 с.

19. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и оруденение. М.: Наука, 1989. 166 с.
20. Уткин В.П., Неволин П.Л., Митрохин А.Н. Два плана деформаций Восточного фланга Цилинь-Лаоелинской складчатой системы // Докл. РАН. 2003. Т. 389, № 1. С. 75–79.
21. Уткин В.П., Неволин П.Л., Митрохин А.Н. Позднепалеозойский и мезозойский планы деформаций юго-западного Приморья // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 4. С. 3–21.
22. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. Москва: ГИН РАН, 1993. 31 с.
23. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края: Очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 68 с.
24. Уилсон Дж. Геологические структуры малых форм. М.: Недра, 1985. 112 с.
25. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ф. Области динамического влияния разломов (в результате моделирования). Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.
26. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 158 с.
27. Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. М., 1981. 245 с.
28. Cloos E. Mother Lode and Sierra Nevada batholith // Jour. Geol. 1935. N 45. P. 225–249.
29. Sinita S.M. The clivage paradox // Geol. Res. Ocean. 2000. V. 15. P. 116–121.
30. Ramberg H. Evolution of drag fold // Geol. Mag. 1963. V. 100, N 2. P. 97–106.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

P.L. Nevolin, V.P. Utkin, A.N. Mitrokhin, S.A. Kasatkin

Role of the latitudinal compression in structural formation of the Paleozoic intrusions of South Primorye (Far East)

Specific features of the geologic location and structure of the Anna, Gaidamak, Dunay, Tinkan, and Tafuinsky gabbroid and granitic intrusions have been analyzed from structural and geodynamic positions. At present these intrusions are regarded as elements of the basite Sergeevka terrane formerly known as the Sergeevka metagabbroid uplift (or massif), while their outcrops taken together trace the Tafuin anticlinorium of ENE-trending formed in Mesozoic time as a part of a long-living Sergeevka structure in conjugation and synchronicity with the Petrovka depression which joins it from the north. Hence it follows that the intrusions together with the Cretaceous massifs occurring among the Petrovka depression's Mesozoic sediments are suggested as a result of the tectono-magmatic impulses which transformed the basite substratum. And the impulses are distributed within the Proterozoic-to Early Paleozoic, Late Paleozoic, and Mesozoic geodynamic periods, each of which is characterized by its lateral compression direction. The most intense was Late Paleozoic sublatitudinal lateral compression. Owing to this, the developing intrusions have acquired near-meridional oblongness in their morphology and the near-meridional dominant in the structural elements, namely: layering, striation, taxitic structure, cleavage foliation. This was predetermined by cleaving and thrusting (in the form of counter-dipping thrusts) of the same direction. At the same time shear-type pseudo-folds are manifested being regarded as derivatives of squeezing and crumpling.

Key words: structural pattern, geodynamic periods, anisostatic stress field, axial compression, streakiness, layering, cleavage, pseudo-fold structures, intrusive massifs, South Primorye.