

МЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИВЫ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ: ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ИХ СТРУКТУРЫ

*П.Л. Неволин**, *В.П. Уткин**, *А.Н. Митрохин**, *С.В. Коваленко***, *Т.К. Кутуб-Заде***

**Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

***ФГУП "Приморская поисково-съёмочная экспедиция", г. Владивосток*

Тектоническая позиция гранитных интрузивов мелового возраста на Юге Приморья определяется складчатыми и разрывными деформациями, проявленными в образованиях, вмещающих массивы. Структурные рисунки самих массивов обусловлены также элементами складчатого и разрывного парагенезов. На примере Успенского массива показано, что в условиях пластичной среды такситовость и расслоенность гранитоидов организованы в псевдоскладчатые син- и антиформы, вытянутые в ВСВ направлении близпараллельно удлинению массивов. Эти структуры геометрически подобны складкам вмещающих пород, асимметричны и вергентны в направлении ЮВ. Точно такой же вергентный стиль свойственен и системе встречных надвигов. Хрупкие деформации проявлены в собственно сдвиговом структурном парагенезе, с которым связана локализация дайковой и жильной фаций. Весь комплекс складчатых и разрывных дислокаций, характерный для вмещающих образований и гранитоидов, обусловлен латеральным сжатием и левосдвиговым геодинамическим режимом. Приведенные данные свидетельствуют о значимом влиянии геодинамических условий: полей напряжений и доминирующих движений блоков, по крайней мере, на становление магматитов, а возможно и на весь процесс магматизма.

Ключевые слова: поля напряжения, структуры массивов, расслоенность, такситовость, тектоническое структурообразование, Приморье.

ВВЕДЕНИЕ

Современный палеогеодинамический анализ разнотипных магматических комплексов во многом базируется на их вещественных характеристиках. Вещественные характеристики нередко служат главными критериями распознавания субдукционных, коллизионных, трансформных и других обстановок структуризации литосферы. В то же время, тектоническая позиция и структура интрузивов (даже синтектонических) чаще рассматриваются как производные внутренней эволюции магматических очагов, причем, как правило, в режиме изостатического давления. Последнее обстоятельство следует признать лишь частным случаем пространственно-временных вариаций возникающих в литосфере полей напряжения. Внутренние структуры массивов представляют собой рисунки, образованные различными элементами, прежде всего расслоенностью, такситовостью, а также разрывами, жилами, дайками.

Наиболее распространенными из объясняющих причины структуризации расслоенных интрузивов

являются гипотезы, обобщенные М.М. Повилайтис [15]. В их рамках элементы структуры массивов рассматриваются как производные: ликвации магмы *in situ* [7], внедрения ранее ликвидированной магмы, конвекции, возникшей при движении расплавов, многократности инъекций расплава [30], метасоматоза [17], механизма образования колец Лизеганга [8], бестрещинного жилообразования. Обсуждаются и другие причины формирования структуры интрузивов, например, процессы внутрикамерной кавитации [2]. Однако есть данные, которые приводят к не очень распространенной точке зрения о явной зависимости структурной организации интрузивов от внешнего динамического (тектонического) фактора. Это нередкая дисконформность расслоенности интрузивов по отношению к их контактам, а главное, неоднократно замеченное соответствие образованного расслоенностью рисунка складчатым и разрывным структурам вмещающих пород. Если такое мнение оправданно, то структуры интрузивов, наряду со специфичностью вещественного состава, должны отражать типы глобальных и региональных геодинами-

ческих обстановок. Например, структурный рисунок коллизионных интрузивов, вероятно, должен, по сути, отвечать фронтальному динамическому воздействию, т.е. деформации содвига, расплющивания; структуры тел субдукционных комплексов – доминанте надвиго-поддвиговой динамики; а трансформных – главным образом сдвиговым типам деформирования. Следовательно, предметное изучение структурных рисунков интрузивов, пусть даже отвлеченное на первых этапах от интерпретации общей геодинамической обстановки, а ограниченное лишь характеристикой конкретных полей напряжения, имеет важное значение. В Сихотэ-Алине, как, впрочем, и во всем Дальневосточном регионе, по существу отсутствует систематизация сведений по ориентировкам элементов строения интрузивов. Однако такие данные, собранные с разной степенью детальности (в зависимости от обнаженности) содержатся во многих материалах геологического картирования. Следовательно, систематизация данного вида информации возможна, реально и сопоставление ее с типами стрессовой нагрузки, поскольку палеогеодинамическая обстановка этого региона достаточно хорошо изучена [20, 22]. Для изучения структурных характеристик выбраны массивы гранитоидов ранне- и поздне мелового возраста: Успенский, Бенеvской, Водопадненский, Огневский (рис. 1), как наиболее информативные объекты. Кроме того, их структуры в отличие от более древних не завуалированы поздними геологическими процессами. Массивы расположены в пределах Сергеевского блока (СБ) древних пород и в его ближайшем обрамлении.

В основу методики исследований тектонической позиции и структур массивов положен принцип динамического анализа закартированных разно масштабных наблюдаемых структурных парагенезов, обоснованный в работах [1, 6, 13, 20, 29, 32–35], в сочетании с собственными наблюдениями и статистическим анализом массовых замеров ориентировок слоистости, расслоенности, сланцеватости, такситовости, разрывов, жил, даек. Рабочие и приведенные в статье иллюстрационные диаграммы – главный инструмент статистического анализа – построены с применением сетки Ю.В. Вульфа (верхняя полусфера). Путем наблюдений изучались пространственные и временные соотношения между элементами парагенезов. Для характеристик направленности тектонических движений привлекалась статистика видимых разобщений, ориентировок штрихов и борозд скольжения. По положению определяющих тектоническую позицию интрузивов систем складок, встречных надвигов, сопряженных сдвигов устанавливались на-

правления сжатия и растяжения, исходя из известных закономерностей деформационных рисунков расплющивания; чистого и простого сдвигания и др.

НАБЛЮДЕНИЯ И РЕЗУЛЬТАТЫ

Тектоническая позиция интрузивов (структуры вмещающих образований)

К образованиям, вмещающим характеризуемые меловые массивы, как уже отмечалось, относятся древние интрузивно-метаморфические породные комплексы Сергеевского блока, терригенные отложения, расположенные в его обрамлении (рис. 1). В строении СБ участвуют следующие разноформационные комплексы: авдокимовский (раннепротерозойский) – метаморфиты амфиболитового типа; сергеевский, наиболее распространенный (раннепротерозойский) – оргоморфиты габбро-диоритового состава; партизанский (позднерифейский) – плагиограниты; таудеминский (кембрийско-ордовикский) – плагиограниты; петушковский (пермский) – гранит-плагиограниты. В блоке, в виде узких полос, и в обрамлении блока закартированы выходы олистостромовых толщ ранне-позднеюрской вангоуской и киевской серий и пермских осадочных и вулканогенно-осадочных отложений (ястребовская, чандалазская, сицинская свиты). Контрастный вещественный состав СБ считается результатом длительной многоактной анатектоидно-метаморфической дифференциации мафического субстрата [4, 9, 10]. Продуктами ее являются, возможно, и меловые интрузивы. Анатексис синхронизируется с тектоническим структурированием, предопределившим позицию гранитных массивов мелового возраста. Существует несколько представлений о тектонической обстановке структурной эволюции СБ. Считается, что СБ, возникший как результат дезинтеграции мафической коры, причленился к континентальной окраине в результате обдукции [9, 10] или синсубдукции [26]. Есть представление, что субстрат СБ испытал веерное выжимание в сводовую часть Сергеевско-Украинского горста [23]. Тектогенез проявился в разгнейсовании и мигматизации пород [3, 4, 11, 18]. Очевидно, что проявленные в пределах СБ и его обрамления складки, имеющие прямое отношение к локализации меловых магматитов, являются следствием пред- или сингранитных фаз тектогенеза [14].

Проведенный анализ показал, что многие структурные элементы в пределах СБ линейаризованы. Линейаризация выражена в директивной ориентировке разноранговых структурных элементов – ВСВ (50–60°), близпараллельной в плане удлинению СБ. На мегауровне – это упорядоченность в указанном на-

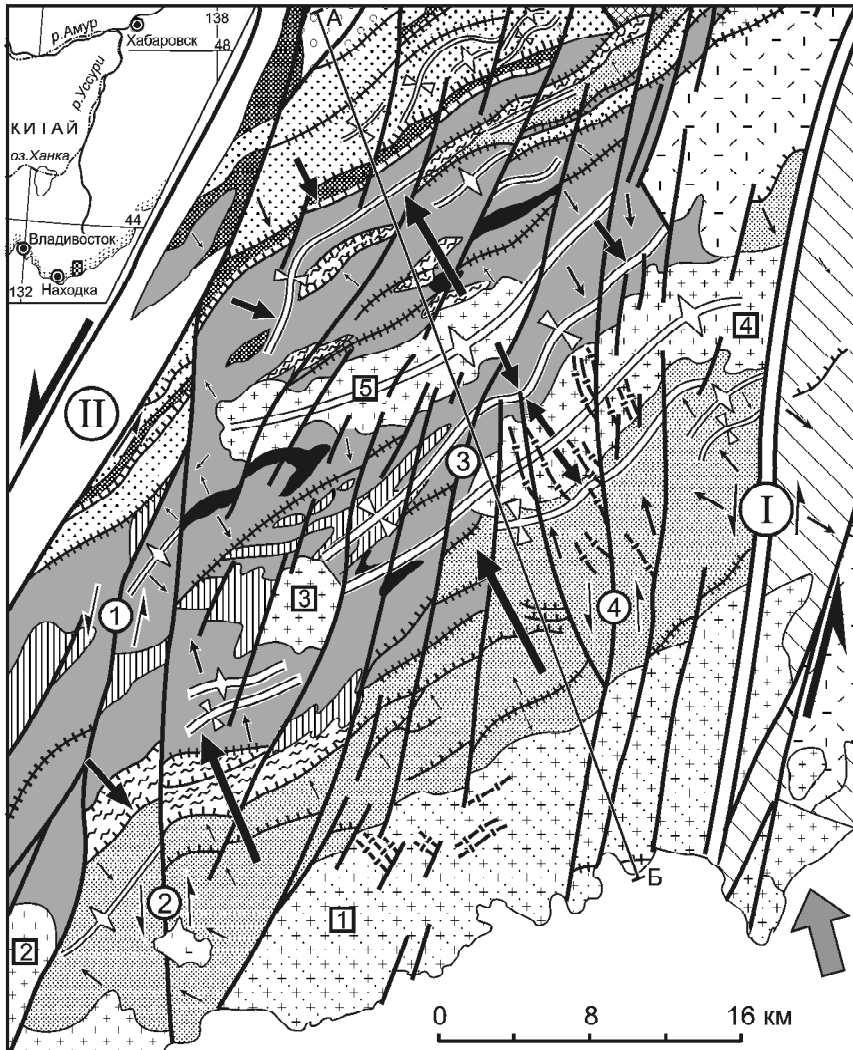


Рис. 1. Тектоническая позиция гранитоидных массивов мелового возраста среди древних пород Сергеевского блока и его обрамления.

1 – плагиобазальты (шуманская свита); 2 – туфо-ингимбритовые покровы риолитов (богопольская свита); 3–6 – осадочные и вулканогенно-осадочные отложения: континентальные, угленосные и прибрежно-морские осадки юрско-раннемелового возраста (3), олистостромовые образования позднечуковского-раннемелового возраста (4), олистостромовые образования ранне-позднечуковского возраста с олистолитами пермских и триасовых кремней и базальтов (вангоуская серия) (5), осадочные флишеидные карбонатно-терригенные и вулканогенно-осадочные отложения пермского возраста (6); 7–9 – протерозой-раннепалеозойские интрузивно-метаморфические комплексы: 7 – авдокимовский – амфиболиты, в т.ч. гранатовые, плагио- и гранат-кварц-альбитовые гнейсы, кальцифиры, 8 – сергеевский – амфиболиты, габбро-амфиболиты, габбро-гнейсы, диорито-гнейсы, мигматиты, 9 – таудеминский – плагиограниты, гранодиориты, гнейсо-граниты; 10 – петушковский – плагиограниты, граниты, лейкограниты, гранодиориты (пермь); 11 – успенский комплекс гранодиорит-плагиогранитного состава альбеноманского возраста (массивы: 1 – Успенский); 12 – приморский комплекс гранодиорит-гранитного состава турон-сантонского возраста; 13 – лазовский комплекс гранит-лейкогранитного состава маастрихтского возраста, массивы: Краковский (2), Огневский (3), Беневской (4), Водо-

падненский (5); 14 – дайки основного, среднего, кислого состава мел-палеогенового возраста; 15 – направления преимущественного падения крыльев синформ и антиформ; 16 – оси синформ и антиформ; 17 – разрывные структуры сжатия – надвиги, взбросы, сопровождающиеся зонами динамокластов, милонитов; 18 – зоны динамокластов с неясными направлениями падения и перемещения; 19 – зоны зеленосланцевого метаморфизма (шайгинский комплекс), сопровождающиеся зонами динамокластов надвиговой природы; 20 – главные разломы (сдвиги): I – Центральный Сихотэ-Алинский, II – Партизанский; 21 – разломы-сдвиги первого (а) порядка: 1 – Ратный, 2 – Краковский, 3 – Кирилловский, 4 – Каменистый, второго-четвертого порядков (б); 22 – направление регионального сжатия; 23 – направление региональных сдвиговых смещений; 24 – линия разреза (рис. 2).

правлении длинных осей крупных и дайкоподобных тел метагабброидов и гранитоидов. Отражением упорядоченности этого ранга, вероятно, является резко дифференцированный характер гравитационного и магнитного полей с частыми высокоградиентными аномалиями ВСВ простирания. На макроуров-

не – это направленность крупных и дайкоподобных тел метагабброидов и гранитоидов, что отражает рисунок резко дифференцированного гравитационного и магнитного полей с частыми высокоградиентными аномалиями ВСВ простирания. На микроуровне – наблюдаемое в обнажениях «слоистое» чередование

(0,5–50 см) амфиболитовой меланосомы и плагиоклазовой лейкосомы [18]. На микроуровне выражена такситовость – ориентированность длинных осей кристаллических агрегатов.

Складчатые структуры СБ. Проведены картографический и статистический анализы пространственного положения линейаризированных элементов – полосчатости и гнейсоватости. Последний основан на 918 полевых замерах ориентировок, равномерно распределенных на площади СБ.

На рис. 1 обозначены направления (крупные и мелкие стрелки) и участки (длина стрелок) преимущественно одностороннего падения полосчатости и гнейсоватости. Эти участки трактуются нами как фрагменты крыльев крупных и мелких син- и антиформ. Трактовка основывается на следующих моментах. Длина стрелок показывает, что крылья структур, обращенные к СЗ, в 1,5–2 раза шире, чем обращенные к ЮВ. Близкое соотношение (1:1,5–2) сохраняется и между количествами полюсов полосчатости в главных максимумах (рис. 2). Эти максимумы отражают доминирующую ориентировку крыльев складок. Положение максимумов свидетельствует о том, что северо-западные крылья складок на 15–20° положе юго-восточных. Большая ширина и более высокая частота встречаемости северо-западных крыльев, а также меньшая степень крутизны их залегания в противовес юго-восточным указывают на тесно сжатый асимметричный тип складчатости, отражающий юго-восточную вергенцию геомасс (рис. 2, разрез). Анализ указывает на наличие не менее четырех порядков складок: крупных – 1-го и 2-го порядка, установленных на мелкомасштабных картах, и мелких – 3-го и 4-го, соответственно, расшифрованных при анализе частных разрезов и наблюдаемых в коренных обнажениях. Наиболее крупные син- и антиформы обозначены на рис. 1 и 2. Две из них интерпретируются как магмолокализирующие структуры, вмещающие Беневской и Водопадненский позднемеловые гранитные массивы. По наблюдениям, мелкие складки геометрически подобны крупным, но имеют конвергентный, встречный тип асимметрии (рис. 2). Замки складок, в целом погружаясь в СВ направлении, ундулируют согласно расположению на диаграмме (рис. 2) поясов полосчатости и выходов их осей. Ундуляция складок подчеркивается конфигурацией расплюснутых, иногда до пластообразных, тел разгнейсованных фанерозойских гранитоидов, которые вовлекались в последующие циклы складчатости [14]. Крупная антиформа, сложенная вангоуской серией, в обрамлении СБ контролирует формирование альб-сеноманского Успенского массива. Складки

высоких порядков, осложняющие эту антиформу, характеризуются тесно сжатыми формами с крутым (до 60–80°) падением крыльев. Ширина наиболее крупных из них составляет от 0,5 до 1,5 км. Формы асимметричны, вергентны, главным образом, в юго-восточном направлении (рис. 1, 2). Характерно, что по стилю асимметрии (вергентности) складки, обрамляющие Успенский массив, очень близки по формам к складкам, развитым в СБ. Однако примечательно, что степень сжатия складок в обрамлении СБ ниже, чем в самом СБ. Это, вероятно, указывает на неоднородность складчатых деформаций.

Разрывные структуры. Проявленные в пределах СБ и его обрамлении дизъюнктивы относятся к структурам сжатия, скола и растяжения. Разрывы сжатия – надвиги, взбросы и надвиго-взбросы – по существу являются прямым деформационным продолжением складчатости в условиях меридионального латерального сжатия. Они представлены зонами расщепления, нередко милонитов, бластомилонитов и динамокатаклазитов. Нередко с ними одинаково ориентированы и зоны зеленосланцевого метаморфизма [5]. Надвиги и взбросы, как правило, имеют однополярную с соответствующими крыльями складок ориентировку, тем самым образуют асимметричную систему встречных надвигов. Поэтому в надвиговых системах сохраняется тот же тип асимметрии, а следовательно и характер вергентности, что и в складчатых формах. Соответственно можно говорить о тесном геодинамическом родстве пликативов и надвиго-взбросовых структур. Разрывы сжатия, как и складчатость, имеют прямое отношение к контролю магматических образований. По существу, многие контакты интрузивов, локализованных в ядрах антиформ, осложнены надвигами и взбросами. Структуры скола представлены, главным образом, левосторонними крутопадающими сдвигами ССВ направления (преобладают) и правосторонними СЗ-ЗСЗ сдвигами. С теми и другими сдвигами сопряжено формирование структур растяжения – раздвигов и сбросов. Наиболее крупные разломы: Центральный Сихотэ-Алинский и Партизанский – левосторонние сдвиги – достаточно полно охарактеризованы в литературе [3, 20, 22]. Первый из них ограничивает СБ с востока, второй смещает участки блока на амплитуды в несколько десятков километров (рис. 1). Кроме них, картированы левосторонние сдвиги первого порядка: Ратный, Краковский, Кирилловский, Каменистый, которые характеризуются амплитудами смещений от одного до нескольких километров, а также второго-четвертого порядков с амплитудами до нескольких сотен м. Сколы СЗ направления представлены, главным об-

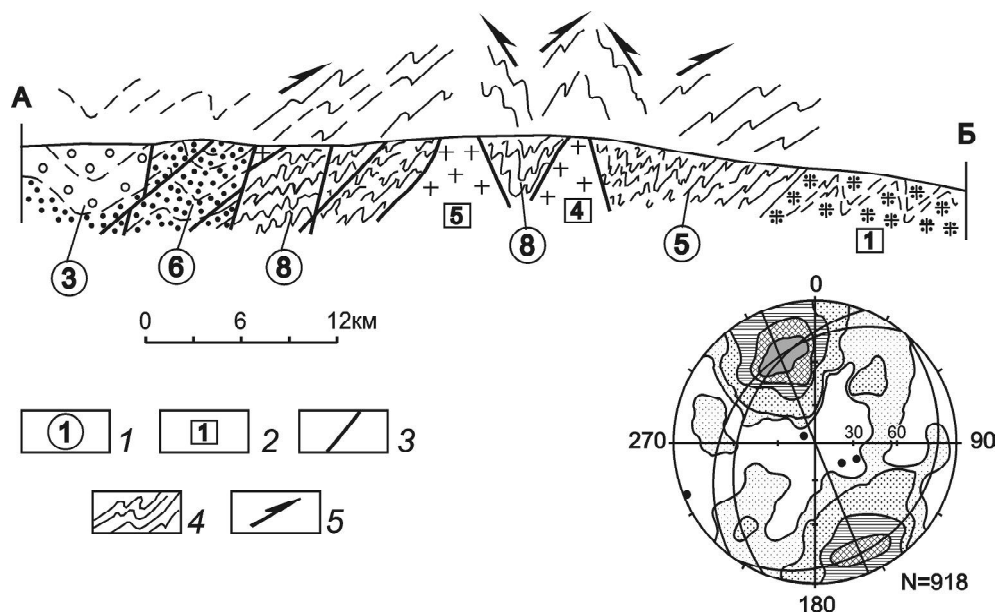


Рис. 2. Стиль складчатых форм в образованиях Сергеевского блока древних пород и его обрамления (схематический разрез по линии АБ, см. рис. 1).

1–2 – номера условных обозначений на рис. 1 (1 – комплексы пород, 2 – названия гранитоидных массивов); 3 – разрывные нарушения: надвиги и сдвиги; 4 – формы складок и псевдоскладок в габброидах (8), в породах вангоуской серии (5); 5 – направление тенденции движения (вергентности) геомасс. Диаграмма ориентировки полосчатости в габброидах, дуги больших кругов – пояса полосчатости, точки – выходы осей поясов на верхнюю полусферу.

разом, малоамплитудными и непротяженными правосторонними сдвигами также второго-четвертого порядков, которые, как правило, пространственно ограничиваются левосторонними. Сколы СЗ направления нередко трансформированы в структуры растяжения, по которым прошли сбросовые подвижки. Структурами растяжения контролируются дайки, а также один из массивов (Огневский) гранитоидов позднемелового лазовского комплекса (рис. 1).

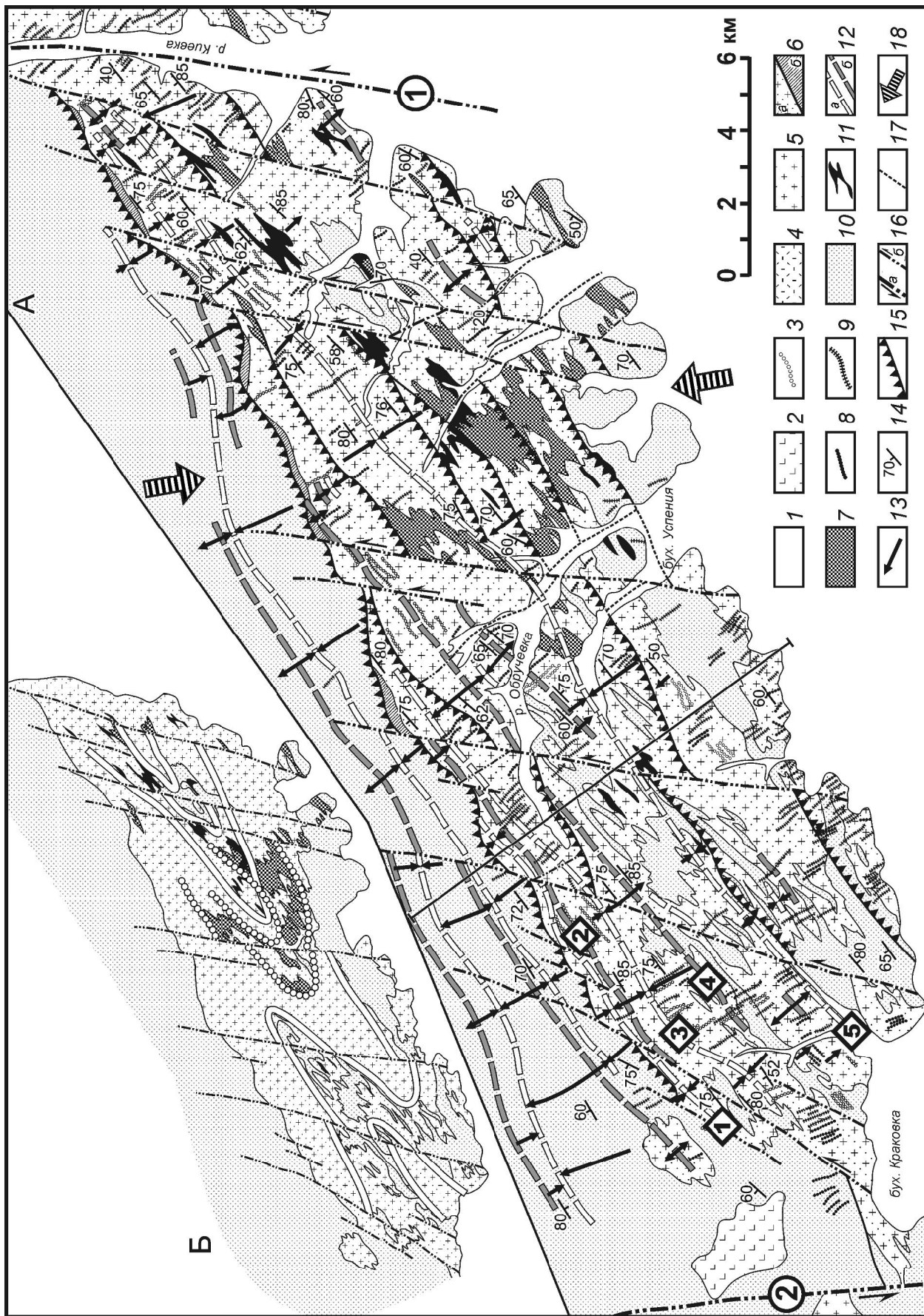
Композиция складчатых и разрывных структур представляет собой типично сдвиговый парагенез, сформированный в условиях ССЗ регионального сжатия [20]. При этом складки и надвиги ориентируются нормально, а сдвиги – косо к вектору сжатия. Все элементы парагенеза определяют тектоническую позицию меловых гранитоидов.

Структуры раннемелового Успенского гранитоидного массива

Общая характеристика Успенского массива.

Массив расположен южнее СБ в антиформе ССВ направления, сложенной олистостромовыми образованиями кривинской (P_2 - J_3) серии. Восточный фланг массива обрамлен серией сдвигов (сателлитов Центрального Сихотэ-Алинского разлома), с запада массив ограничен Ратным разломом меридионального

направления (рис. 3). Приведенные в отчете ГДП-200 (Коваленко и др., 1995 г.) значения плотности гранитоидов варьируют от 2,77 до 2,6 г/см³. По разноуровневой интерпретации (по Канонец С.Н.) полей силы тяжести и магнитного поля, подошва Успенского массива занимает горизонтальное положение на глубине 4,5 км от поверхности. Однако вследствие небольших различий плотности гранитоидов и подстилающих их габброидов (2,8 г/см³) подошва может быть и изогнутой, согласной, например, с конфигурацией вмещающей массив антиформы. Массив содержит многочисленные (по сравнению с другими массивами) обособления вмещающих пород. Специфично для него и большое разнообразие фациальных и фазовых гранитоидных разностей. Выделяются три фазы гранитообразования. Первая (основная) фаза мелагранитов слагает более 95 % объема массива, вторая представлена лейкогранитами, а наименее распространенная третья – преимущественно жильными спессартитами. К первой фазе отнесены расчлененные образования, состоящие из мелагранитов (более 60 %), биогитовых гранитов, мусковит-гранатовых и лейкократовых гранитов, а также гибридных гранодиоритов. Все перечисленные фации образуют тела, иногда с неясными контактами, вытянутые в ВСВ направлении. В основных типах пород первой



фазы ярко выражена такситовая текстура, обусловленная ориентированным расположением чешуек биотита и крупных порфиридных выделений плагиоклаза. В отдельных местах породы содержат округлые шпироподобные включения (размером от 1 см до 2 м) мафического состава с высокими содержаниями биотита. Их считают либо реликтами дебазифицированных пород гетерогенного субстрата [19], либо относят к автолитам [25]. Вторая фаза представлена жилами (до 50 см), реже – телами изометричной и линейной формы (0,1–3,0 км²) лейкогранитов и пегматитов, гранодиорит-порфиоров. Пегматиты ассоциируют с лейкогранитами, слагая в единых телах и жилах центральные или краевые части вдоль элементов расслоенности. Простираение жил пегматитов преимущественно восток-северо-восточное, реже – близмеридиональное, углы падения СЗ и ЮВ жил 40–60°. И.А. Тарарин [19] отмечает зональное строение жил. Краевые части их представлены лейкократовым и аплитовидным гранитом с субпараллельными контактам цепочками мелких зерен граната, биотита и других минералов. В середине развит темно-серый кварц или крупнозернистый пегматит. В пегматитах присутствует андалузит – возможно, признак высоких давлений. Третья фаза – специфические жильные (мощность жил 0,5–5 м) образования лампрофирового ряда, отнесение которых исключительно к этой фазе в известной мере проблематично. Жилы лампрофиров распространены и в обрамлении массива. Направление этих жил преимущественно северо-западное, как и ряда лейкогранитных жил второй фазы. Успенские гранитоиды моложе верхнеюрских (титон) отложений вангоуской серии и сами прорываются дайками, предположительно, сеноманского возраста и маастрихтскими гранитами лазовского комплекса. Возраст (K/Ar) биотита, мусковита и калишпатов из гранитоидов определяется осредненным значением – 124 млн лет. Совокупный структур-

ный рисунок Успенского массива (рис. 3, 4, 5) в плане и разрезе образован тремя основными элементами: цепочками более древних осадочных пород, такситовостью и расслоенностью гранитоидов, а также жилами и дайками.

Структуры, образованные останцами вмещающих пород. Останцы осадочных пород и древних габброидов вытянуты в ВСВ направлении, образуют в плане рисунок, аналогичный рисунку складчатости, в которую смяты слои кривинской серии севернее массива (рис. 3). Контакты останцов имеют пилообразную форму, близконформную проявленным в них мелким складкам. Создается впечатление, что граниты локализовались в сводовой части антиформы сообразно дополнительным, относительно крупным и мелким складкам вмещающих образований. Рабочие диаграммы показывают, что ориентировки осадочных слоев в останцах и вне массива идентичны (поэтому этот момент иллюстрируется одной диаграммой, см. рис. 5 а). Идентичность этих ориентировок, на наш взгляд, свидетельствует о том, что внедрения магмы не произвели сколько-нибудь заметного динамического воздействия на вмещающую среду, иначе останцы были бы переориентированы. Примечательно, кстати, и сходство (в плане) конфигураций тел второй фазы и складок во вмещающих породах и цепочек останцов (рис. 3 Б). Поэтому каркас вмещающих складчатых структур, во многом определяющих тектоническую позицию и структуру интрузивов, можно рассматривать как пассивный, хотя и важный фактор их структурной организации.

Структуры, образованные такситовостью и расслоенностью. Становление гранитоидов происходило, вероятно, синхронно со складкообразованием или с небольшим отставанием во времени в условиях воздействия того же сжатия. В этом плане обращают на себя внимание структуры, образованные

Рис. 3. Структурная схема Успенского массива (А). Псевдоскладчатые структуры, образованные останцами вмещающих пород – белый контур и гранитоидами второй фазы – кружковый контур (Б).

1 – четвертичные отложения; 2 – миоценовые базальтоиды шуфанской свиты; 3 – палеогеновые дайки габбродиоритов, базальтов, андезитов; 4 – позднемаастрихтские риолитовые покровы богопольского комплекса; 5 – граниты лазовского комплекса; 6 – граниты, мелаграниты 1-й фазы Успенского комплекса (а), краевая фация (гранит-порфиры) 1-й фазы (б); 7 – граниты и лейкограниты 2-й фазы Успенского комплекса; 8-9 – жильные и дайковые обособления 3-й фазы: 8 – кислого, 9 – среднего и основного составов; 10 – терригенные, фрагментами сланцеватые породы вангоуской серии (P₂-J₃), образованные по ним сланцы шайгинского комплекса; 11 – метагабброиды протерозойского сергеевского комплекса; 12 – оси псевдоскладок, образованные элементами расслоенности: синформ (а), антиформ (б); 13 – участки устойчивой ориентировки элементов расслоенности в гранитах, слоев терригенных пород (крылья син-антиформ), стрелки указывают направления падения этих элементов; 14 – элементы ориентировки расслоенности слоев осадочных образований; 15 – надвиги, взбросы; 16 – сдвиги: а – первого порядка (Центральный Сихотэ-Алинский разлом (1), Ратный разлом (2)), б – второго порядка; 17 – разрывы предполагаемые; 18 – направление регионального сжатия.

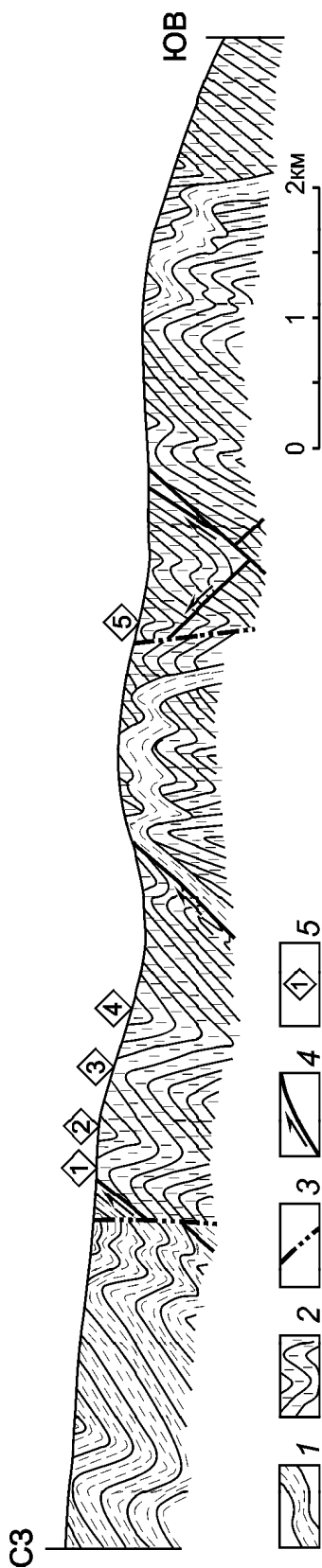


Рис. 4. Стилль складчатости в породах вангоуской серии и псевдоскладчатости, образованной расслоенностью в гранитоидах Успенского массива (линию разреза см. на рис. 3).

1 – складки в породах вангоуской серии (в т.ч. и в их обособлениях среди гранитоидов); 2 – псевдоскладки, образованные элементами расслоенности гранитоидов (вертикальные штрихи – такситовость); 3–4 – разрывные нарушения (3 – сдвиги, 4 – надвиги); 5 – номера псевдоскладок (см. рис. 3).

такситовостью, элементами расслоенности. Такситовость наиболее ярко выражена в упорядоченной ориентировке биотита, роговой обманки и плагиоклазов, характерной, главным образом, для первой и, частично, второй фаз гранитообразования.

Можно выделить кристаллизационную и катаклическую такситовость. Первая возникла во время кристаллизации пород. Вторая связана с появлением едва заметной ромбической трещиноватости кливажного типа в консолидированных фрагментах среды, при которой в ромбиках, образованных сочетанием двух пересекающихся систем частых трещин, выбиваются уже раскристаллизованные темноцветы. В полевых условиях отличить один вид такситовости от другого затруднительно. Наблюдаются плоскости, к которым тяготеют скопления вытянутых кристаллов. Доминирующие концентрации полюсов плоскостей такситовости обозначены максимумами I и II, расположенными в противоположных северо-западном и юго-восточном секторах диаграммы (рис. 5 б). Они соответствуют ориентировкам падения: ССЗ ($320\text{--}330^\circ$) и ЮЮВ ($150\text{--}170^\circ$) под углами $60\text{--}80^\circ$. Максимумы, отражающие пологие падения такситовости, редки и малоинтенсивны. Длинные оси кристаллических обособлений ориентированы в направлении, близком к удлинению массива по азимуту $75\text{--}80^\circ$ с погружением в восточном направлении, а средние оси агрегатов погружаются под крутыми, почти вертикальными углами к юго-востоку и северо-западу. Соответственно, короткие оси падают полого ($5\text{--}10^\circ$) в направлениях максимумов I и II – $350\text{--}340^\circ$ и $170\text{--}160^\circ$. Положение максимумов полюсов плоскостей такситовости отвечает ориентировкам элементов деформации расплющивания при фронтальном воздействии главного (максимального) сжатия – $340\text{--}350^\circ$. При этом длинные оси кристаллобластов отвечают положению оси максимального растяжения.

В отличие от такситовости квазиритмично проявленная расслоенность выражена полосами темноцветных минералов, вытянутыми слоевидными обособлениями магматитов разных фаций, а также однофациальными, но разнозернистыми телами. Иногда проявлена милонитизация, параллельная расслоенности. Расслоенность имеет несколько более пологие, чем такситовость, домены ориентировок, вероятно, в связи с нарастанием степени вязких и хрупких свойств среды (максимумы I и II на рис. 5 в). Кроме того, на диаграмме обозначились несколько максимумов полюсов, характеризующих участки пологого падения расслоенности (рис. 5 в). Наиболее крупный из них – максимум III. Максимумы I, II, III и ряд более мелких объединяются рядом поясов, сви-

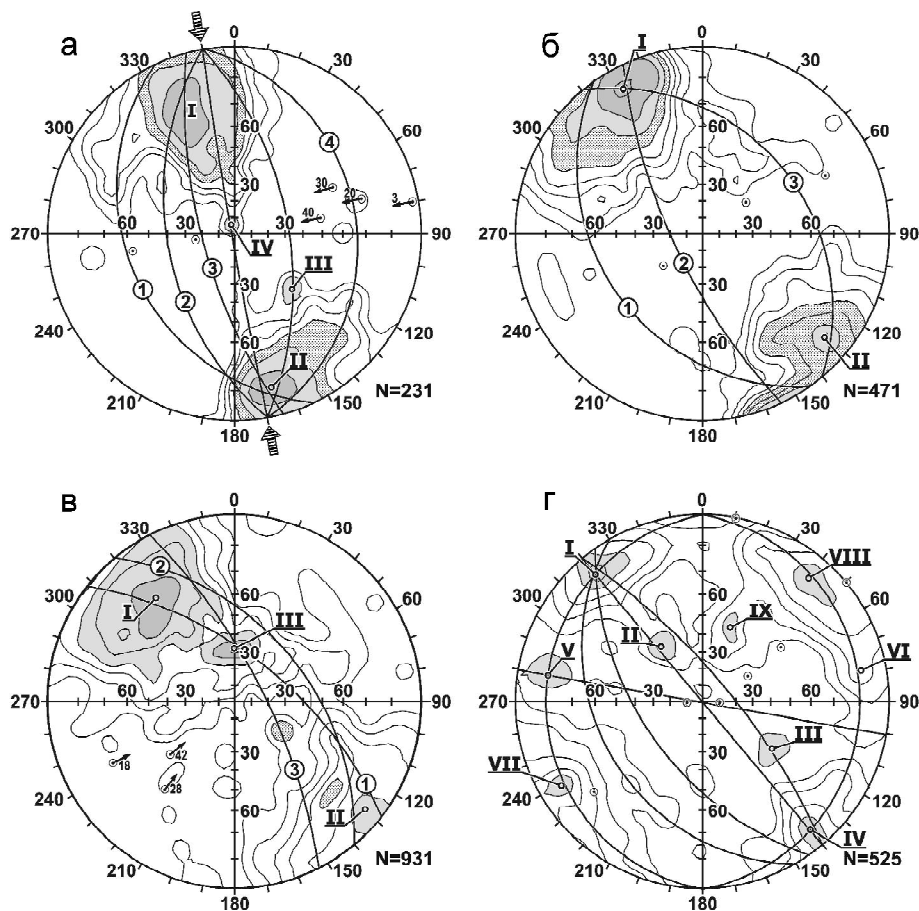


Рис. 5. Диаграммы (верхняя полусфера) ориентировки основных структурных элементов: а – слоев пород кривинской серии (вмещающие образования), б – плоскостей такситовости в гранитоидах, в – расслоенности и сланцеватости, г – разрывов.

Изолинии проведены для концентраций 0,38-0,79-1,27-2,06-3,33-5,39%. Дуги больших кругов – пояса полюсов основных структурных элементов; кружки с точками – выходы осей полюсов; стрелки – направление погружения шарниров складок и псевдоскладок, цифры у стрелок – углы погружения; римские цифры – номера максимумов (пояснения в тексте). Большие стрелки – направление регионального сжатия.

детельствующих о возможном наличии псевдоскладчатых син- и антиформ расслоенности, шарниры (стрелки на диаграмме) которых преимущественно погружаются в восток-северо-восточном направлении. Поскольку генезис складчатых структур не вполне ясен, здесь и далее структуры, образованные элементами расслоенности, мы называем псевдоскладками. Выходы шарниров и псевдоскладок совпадают с выходами осей поясов, расположенных в юго-западном секторе диаграммы. Этот вывод подтверждается пространственным анализом замеров ориентировок расслоенности, проведенным на детальных маршрутных картах масштаба 1:25 000. Анализ позволил выделить ряд крупных и мелких син- и антиформ. На карте массива и разрезе (рис. 3, 4) основные псевдоскладки обозначены цифрами 1-5. Наиболее протяженные из них (4, 5) прослеживаются через весь массив в направлении, близком к его удлинению, на расстояние до 20 км, менее крупные (1, 2) – на расстояние до 5 км. Мелкие – представляют собой осложняющие структуры или, возможно, фрагменты других, более крупных, которые не нашли на карте своего продолжения из-за недостаточной обнаженности. Ширина складок составляет от

нескольких сот метров до 1–2,5 км. Характерной особенностью является увеличение ширины складок к центру массива. Псевдоскладки асимметричны, что хорошо видно по длине стрелок, которые фиксируют участки монотонного падения расслоенности, отражая ширину крыльев псевдоскладок в плане (1-5, рис. 3). Стрелки крыльев обратной – юго-восточной – полярности, обращенных к северо-западу, в 1,5–2 раза длиннее стрелок крыльев, обращенных к юго-востоку точно так же, как и в случае складчатости вмещающих пород. Стиль псевдоскладчатости отражен на схематическом разрезе Успенского массива (рис. 4). Это же видно и по различию положений по углам падения и интенсивности главных максимумов на диаграммах ориентировок расслоенности (рис. 5 в). Асимметричность псевдоскладчатости указывает на ее вергентный тип, весьма сходный с охарактеризованным выше стилем складчатости, проявленной во вмещающих интрузивы образованиях. Это обстоятельство можно интерпретировать как свидетельство идентичности силовых нагрузок, в условиях которых формировались те и другие складчатые формы. На фоне доминирующей упорядоченности ориентировки линейаризованной расслоенности имею-

щие место другие эффекты расслоения, проявленные в виде оваловидных шпиров, линз и других типов обособлений, которые можно отнести к следствиям саморазвития магматического очага, носят подчиненный характер. Следовательно, можно сделать вывод об определяющем влиянии внешней стрессовой нагрузки на образование внутреннего псевдоскладчатого структурного рисунка Успенского гранитоидного массива. Тип нагрузки отвечает направленности регионального сжатия, близнормально ориентированного к псевдоскладкам.

Структурные рисунки, обусловленные разрывными деформациями. Дальнейшая реализация сжатия в условиях хрупкопластической среды проявилась в виде образования надвигов и взбросов ВСВ направления, а затем и лево- и правосторонних сдвигов, с сопутствующим им комплексом разрывных дислокаций. Надвиги и взбросы нередко сопровождаются расщеплением, милонитизацией. Наиболее протяженные из них прослеживаются на 10–20 км. Концентрация полюсов надвигов и взбросов дают примерно такие же по положению на диаграмме максимумы I, II, III (рис. 5 г), как и элементы псевдоскладчатости. Однако надвиговые и взбросовые структуры в одних случаях развиваются по направлениям элементов расслоенности, в других – пересекают ее под очень косыми углами. Надвиги и взбросы образуют такую же, как и в СБ сопряженную, вергентную к ЮВ систему «встречных» надвигов. Несколько отставая от надвигов во времени, проявились левосторонние и правосторонние сдвиговые дислокации соответственно ССВ и СЗ направлений, образовавшие систему сопряженных сколов по типу деформации чистого сдвига с ориентировкой главного сжатия по биссектрисе острого угла между ними. Их максимумы на соответствующей диаграмме – V, VI, VIII (рис. 5 г). Наибольшее развитие получили левосторонние сдвиги. Смещения по ним происходили до, после и во время становления массива. Наиболее крупные из них, Центральный и Ратный разломы, ограничивают массив с флангов. Более мелкие сдвиги из отраженных на карте пересекают его на узкие блоки с примерно равным шагом до 2–3 км и ступенчато смещают междвиговые блоки на амплитуду от 0,2 до 1 км. Сколы СЗ направления представлены, главным образом, малоамплитудными и непротяженными правосторонними сдвигами, которые, как правило, ограничиваются левосторонними. Однако концентрации полюсов этих разрывов образовали наиболее значимые максимумы III и IV (рис. 5 г). Структуры растяжения, также как и правосторонние сдвиги, имеют северо-западное простирание и, как правило, являются опережающими по отношению к

левосторонним сдвигам и ограничиваются ими в пространстве. Ориентировка разрывов этого динамокинематического типа отражена положением максимумов VI и, частично, VII (рис. 5 г). На них наиболее ярко выражена сбросовая тектоническая штриховка. Именно эти разрывные системы вмещают дайковые тела третьей магматической фазы, а также жильные образования, несущие рудную нагрузку.

Структуры позднемеловых гранитоидных интрузивов

Позднемеловые (маастрихт) Беневской, Водопадненский, Краковский и др. интрузивы лавовского гранит-лейкогранитного комплекса занимают такую же, как и Успенский массив, позицию (концентрируясь в ядрах антиформ Сергеевского блока). Все массивы по геофизическим данным бескорневые, за исключением Огневского, который реализован, вероятнее всего, в структуре сосдвигового растяжения. Глубина залегания массивов, по данным гравиметрии, не превышает 3,7 км. Возраст комплекса определяется уверенно как маастрихт, по геологическим данным, а также калий-аргоновым методом (60–70 млн лет). За исключением Беневского, массивы не имеют столь ярко проявленной, как в Успенском, разнородности внутренней структуры. В них не установлены включения останцов более древних пород. Несмотря на характерное для всех четырехфазное развитие, они сложены в основном биотитовыми гранитами первой фазы (более 95 % объема). Однако (правда весьма фрагментарно, ввиду недостаточной обнаженности) картируется та же, что и в Успенском массиве, нормальная к региональному сжатию ВСВ ориентировка линзовидных и слоевидных обособлений второй, лейкогранитной фазы, тяготеющих к крайним частям массивов, а также псевдослои разной степени раскристаллизации. На границах разных фаций наблюдались обособления такситовых выделений кристаллоагрегатов биотита и ряда других минералов. Есть данные, свидетельствующие о наличии мелких син- и антиформ, образованных, как и в Успенском массиве, элементами расслоенности. В вертикальных разрезах Краковского массива наблюдались уплощенные выделения аплитов ВСВ направления пологой дугообразной формы, сопровождаемые закономерными системами крутых, квазикливажных трещин, наклонных к замкам дуг. Это можно интерпретировать как эффект того же близмеридионального сжатия. Породы 3-ей – 4-ой фаз представлены дайками кислого, среднего и основного состава, ориентированными преимущественно в СЗ направлении. Они выполняют струк-

туры растяжения, расположенные преимущественно вдоль СВ левых сдвигов, рассекающих массивы. Структуры растяжения ориентированы нормально к удлинению массивов и близпараллельно региональному сжатию. Следовательно, раздвиговые структуры так же, как и в Успенском массиве, образованы в условиях хрупких и хрупко-пластических деформаций и входят в системы сдвиговых дислокаций. То есть получается, что несинхронные ранне- и поздне меловые массивы, находящиеся в близких динамических условиях (направление сжатия не менялось), в ходе становления проходят несколько одинаковых тектонических стадий, формирующих их внутреннюю структуру. Структурное выражение стадий по существу идентично. Следовательно, можно говорить о распространённости тектонических и реологических причин формирования внутренних структур массива.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ тектонической позиции ранне- и подне меловых гранитоидных интрузивов, расположенных на Юге Приморья, показывает, что они локализованы преимущественно в антиформах, проявленных во вмещающих образованиях. Статистическими анализами массовых замеров ориентировок элементов структуры и анализом карт, зарисовок, планов и т.д. устанавливается, что расслоенность рассмотренных интрузивов организована в псевдоскладчатые формы, отвечающие по форме характеру вергентности, ориентировкам пластических деформаций осадочных образований, вмещающих гранитные массивы. При этом ориентировки такситовости отвечают положению кливажных элементов, образующихся в условиях деформации расплющивания при формировании складчатых систем под воздействием латерального сжатия. Элементы расслоенности не конформны контактам массивов ни в плане, ни в разрезе, что вполне обоснованно исключает динамические ситуации, охарактеризованные Ф.А. Летниковым и др. [12], М.М. Повилайтис [15] и др., при которых главное инициирующее энергетическое воздействие возникает при внедрении магмы и (или) эволюции расплава в ходе становления интрузивов. Отсутствие эффективного силового момента со стороны магмы подтверждается тем обстоятельством, что останцы осадочных пород в Успенском массиве близки по ориентировке и структурной организации с осадочными породами вне массива. Следовательно, «энергетики» магмы оказалось недостаточно даже для изменения первичного положения осадочных останцов, которые зачастую весьма невелики. Важно отметить, что псевдоскладчатые структуры расслоеннос-

ти (в первую очередь Успенского массива) и складки вмещающих образований, по-видимому, нельзя считать конформными, несмотря на принципиальное геометрическое сходство тех и других. Об этом свидетельствует противоположность пологих падений среднестатистических шарниров (стрелки на диаграммах) псевдоскладок расслоенности и складок в останцах пород вангоусской серии (рис. 5 а, в). Другими словами, вполне оправданно искать основные причины формирования столь упорядоченной расслоенности в динамике внешнего силового воздействия. Тектогенез, охвативший период становления ранне- и поздне меловых массивов, характеризуется доминантой левосдвигового геодинамического режима и близмеридионального сжатия в мезозое–кайнозое на Восточно-Азиатской континентальной окраине [20, 36]. Также установлено, что развитие структурного парагенеза сдвиговых дислокаций проходит несколько стадий: складчатые, складчато-надвиговые, надвиговые, надвиго-сдвиговые, сдвиго-раздвиговые, в зависимости от последовательной смены реологических свойств среды (пластичные – упругие – хрупкие). Похожие стадии развития структурного рисунка характерны, по-видимому, и для интрузивов, выраженные в образованиях такситовости и расслоенности, синхронной или последовательной по отношению к организации псевдоскладок, хрупкого парагенеза надвиговых и сдвиговых дислокаций.

Однако, если механизм хрупких деформаций, контролирующих магматиты поздних стадий второй фазы и третьей фазы Успенского и, соответственно, завершающих становление других массивов, достаточно понятен (он охарактеризован выше), то механизм псевдоскладчатых форм расслоенности далеко не ясен. Традиционно постулируется, что в условиях расплава давление, а, следовательно, и силовое поле должны иметь изостатический характер, т. е. не иметь никакой векторной направленности. Однако есть исследования, результаты которых свидетельствуют о том, что при частичной насыщенности расплава продуктами твердой фазы, анизостатичность при пульсационности передачи сжатия возможна. Согласно экспериментальным данным и натурным наблюдениям, в расплаве, содержащем не менее 70% кристаллической фазы, под действием сжатия могут образовываться тангенциальные нагрузки, трещины, расширяющиеся, в свою очередь, под давлением расплава [31]. Так, М. Райнер [16] обосновывает экспериментально, что в условиях ньютоновской жидкости могут передаваться касательные тангенциальные напряжения при превышении их величиной предела текучести. В нашем случае – это должны быть каса-

тельные-надвиговые напряжения (системы встречных надвигов), которым отвечают ориентировки элементов расслоенности, что видно из сравнения диаграмм (рис. 5 в, г). Разброс надвиговых максимумов (I, II, III) по углам падения дает значительный секторный веер, отвечающий, в свою очередь, положению элементов складчатых и псевдоскладчатых форм. Становление расслоенности под воздействием надвиговых тангенциальных напряжений происходило на фоне, видимо, постоянной тенденции левостороннего сдвигания, причем в условиях явно пластичной среды. При этом пластичные элементы расслоенности, согласно статистическому анализу, оказались развернутыми относительно складчатых структур жестких вмещающих образований, а следовательно, и относительно планарной нормали к вектору регионального сжатия на $15\text{--}25^\circ$ влево. Это видно из сравнения ориентировок погружений осей поясов на диаграммах (рис. 5а, в). Другими словами, разница в направлениях расслоенности магматитов и осадочных слоев статистически заметна, хотя зартированные ориентировки расслоенности и слоев осадочных пород по существу совпадают. Факт различия между "статистикой" и картированием объясняется тем, что осадочные образования смещены ступенчато по весьма частой серии сдвигов, происходивших (в условиях хрупкой среды, по сравнению с вязкой магмой) без момента сосдвигового разворота. Не совсем ясно временное соотношение такситовости и расслоенности. По логике, кристаллизационная такситовость возникает ранее расслоенности, а катакластическая такситовость – синхронно и позднее. Следовательно, эффекты деформации расплющивания имеют место и на стадии расплава, и в условиях твердой фазы (ромбическое кливажирование).

К весьма близкой оценке динамики и последовательности структурообразования пришел С.С. Шакин [28] при изучении ориентированных текстур и структур гранитного массива Карнабского оловорудного месторождения (Узбекистан). Этот массив интересен одинаково ориентированным нормально к сжатию направлением листоватости, тел крупнозернистых фельдшпатоидных образований, даек микрогранитов. В Карнабском массиве выделяется образованная неоднородностями, тоже нормальная к сжатию, система валов (по нашему – псевдоскладки) с пологими ундулирующими шарнирами. Причем, получается такая же, как и в нашем случае, последовательность структурообразования, при которой формирование валов сменяется хрупкими сдвиговыми деформациями, контролирующими дайки и жилы. Привлекает положение

(по С.С. Шакину), что пульсирующая передача напряжения сжатия происходит по типу наведенной волны деформации. А протоструктуры валов являются, по его мнению, ни чем иным, как вещественным отражением этой волны. Обращает на себя внимание внешнее сходство теоретического рисунка волны с рисунком псевдоскладчатости (расслоенности) Успенского массива. Характерно соответствующее рисунку волны увеличение амплитуды и ширины складок от северного фланга вглубь массива.

Нельзя исключить прямое динамическое влияние тектонических событий и на образование магматических очагов и генерацию магмы, поскольку есть данные, свидетельствующие о выделении значительной энергии в условиях тангенциальных тектонических подвижек [27 и др.]. На возможность преобразования коры, вплоть до выплавления магмы в процессе тектонических смещений, обратил внимание В.П. Уткин [22] при изучении Сихотэ-Алиня. Он установил наличие субрегионального уровня концентрации гранитоидных плутонов, совпадающего с региональным зеркалом складчатости в моноклиальной структуре восточной части этого региона. По его мнению, подобные уровни, отражающие вертикальную расслоенность коры, сопровождалась пологими близгоризонтальными срывами и контролировали генерацию гранитных расплавов и формирование вертикальной рудно-магматической зональности [21, 22]. Впоследствии было подчеркнута, что зоны тангенциальной нагрузки, сдвиги и надвиги не только играли роль мощных дренаж, но и способствовали реорганизации и генерации глубинного вещества [22]. Возможно анатексис древней коры, представленной субстратом Сергеевского блока (вмещающего охарактеризованные меловые массивы), во многом сопряжен с геодинамическим воздействием. Причем характерная (для всех четырех тектоно-магматических этапов) бимодальность магматических проявлений может быть рассмотрена как разделение этого субстрата на кислую и основную составляющие также в зонах тангенциальной нагрузки [14]. В этом контексте проявления магматитов успенского и лазовского комплексов можно рассматривать как следствие охарактеризованных в этой работе третьего и четвертого этапов тектоно-магматического процесса.

Следовательно, есть основания рассматривать геодинамический фактор как одну из основных причин магматического процесса, формирования тектонической позиции и структурирования интрузивных массивов. Положение массивов в региональной струк-

туре и их структурная конструкция могут служить важными индикаторами динамической обстановки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные материалы свидетельствуют, что на становление гранитоидных массивов и их структуры определяющее влияние оказала внешняя геодинамическая обстановка. Возможно и генерация магмы связана с глубинными стресс-эффектами, возникающими вдоль зон близгоризонтальных срывов на разных глубинных уровнях.

Локализация расплава и становление меловых интрузивов происходили главным образом в антиформах СВ направления, в том числе и в горст-антиклиналях с развитыми в их основании зонами относительной декомпрессии, предопределившими тектоническую позицию интрузивов [23]. Сжатие близмеридионального направления и инициированный этим сжатием сдвиговый режим обусловили закономерный рисунок внутренней структуры массивов, отраженный контурами такситовости, расслоенности, сланцеватости, даек, жил. Судя по сходству рисунков структуры массивов раннемелового (альб) и поздне-мелового (маастрихт) возраста, режим левостороннего сдвига и субмеридионального сжатия не менялся по крайней мере до конца мезозоя. Однако для тех и других свойственна близкая этапность развития структурного рисунка, сходная с этапностью развития комплекса тектонических дислокаций (складчатость, складчато-надвиговых, сдвиговых, раздвиговых и сбросовых структур) в среде, меняющей во время деформации реологические свойства от пластичных к хрупким.

Можно предположить, при подходе с позиции тектоники плит, что меловые массивы прошли (в миниатюре) коллизионную стадию – содвиг, расплющивание (стадия кристаллизационной такситовости), субдукционно-аккреционную – образование вергентных псевдоскладок расслоенности, смещение по наклонным, преимущественно в сторону континента, надвигам и взбросам, и "трансформную" – собственно сдвиговую с комплексом левосторонних и правосторонних сдвигов и раздвигов. Однако все эти стадии явились лишь результатом изменения реологических свойств среды и, вероятно, пульсирующего характера устойчивого по направлению напряжения сжатия, без изменения геодинамических обстановок, предполагаемых с позиций тектоники плит. Несмотря на недостаточную изученность строения интрузивных массивов в Сихотэ-Алине, есть данные, указывающие на достаточную распространенность охарактеризованных в настоящей статье структурообра-

зующих процессов. Такую же СВ ориентировку расслоенности (правда, единичные замеры) имеют и позднемеловые массивы Восточного Приморья [2]. Так же ориентированы и протяженные до ста километров и разобщенные левыми сдвигами Сихотэ-Алинский и Приморский батолиты [20]. Установлено, что структуры позднепермского Гамовского массива (Юго-Западное Приморье) подчинены близширотному сжатию [24].

Таким образом, изучение структурных рисунков массивов необходимо как с точки зрения характеристики динамической обстановки, так и с позиций исследования их вещественной эволюции.

Выражаем благодарность за обсуждение проблем, затрагиваемых в статье, докторам г.-м.н. Г.А. Валуи, С.А. Щеке, кандидатам г.-м.н. С.О. Максимова, Б.М. Тишкину.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В., Руженцев С.В. Разломы и горизонтальные движения земной коры // Тр. ГИН АН СССР. 1963. Вып. 80. С. 29–43.
2. Валуи Г.А., Стрижкова А.А. Петрология малоглубинных гранитоидов на примере Дальнегорского района (Приморье). Владивосток: Дальнаука, 1997. 197 с.
3. Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом (сдвиг). Владивосток, 1972. 115 с.
4. Коваленко С.Б., Давыдов А.И. Сергеевский выступ – древняя структура нижнего Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319, № 5. С. 1173–1177.
5. Коваленко С.Б., Ханчук А.И. Первая находка глаукофана в зеленых сланцах Приморья // Докл. АН СССР. 1994. № 2. С. 20–21.
6. Коренбаум С.А., Валуи Г.А., Лаговская Е.А., Макарова Ж.А. Минеральный состав и некоторые особенности кристаллизации шлировых выделений в гранитоидах Прибрежной зоны Приморья // Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток. ДВФ СО АН СССР, 1970. С. 126–129.
7. Кормилицин В.С. Рудные формации и процессы рудообразования: (На примере Забайкалья). Л.: Недра, 1973. 327 с.
8. Кравченко Н.С., Попов В.А. Ритмично-полосчатые текстуры в гранитоидных породах и механизм их образования // Материалы к минералогии Урала. Свердловск, 1975. С. 81–90.
9. Левашев Г.Б., Рыбалко В.И., Коваленко С.В. и др. Офиолиты геоструктуры Сихотэ-Алиня // Тез. докл. X Всесоюз. литологич. совещ. Ереван. 1988. С. 61–62.
10. Левашев Г.Б. Геохимия парагенных магматитов активных зон континентальных окраин (Сихотэ-Алинь). Владивосток: ДВО АН СССР. 1991. 380 с.
11. Леликов Е.П. О динамотермальном метаморфизме пород полуострова Трудного (Южное Приморье) // Информ. Сб. ПГУ. Владивосток, 1971. С. 104–109.
12. Летников Ф.А., Балышев С.О., Лашкевич В.В. Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники // Геотектоника. 2000. № 1. С. 3–22.

13. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука. 1991. 144 с.
14. 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.
15. Повилайтис М.М. Ритмично-расслоенные гранитные интрузии и оруденение. М.: Наука, 1990. 239 с.
16. Райнер М. Геология. М.: Наука, 1965. 152 с.
17. Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Г. Грейзены и грейзеновые месторождения мира. Л.: Наука, 1971. 328 с.
18. Сеница С.М., Ханчук А.И. Первичные гнейсовые фации габброидов (на примере Южного Приморья) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317, № 6. С. 1446–1449.
19. Тарарин И.А. Генетическое значение включений в гранитоидах Успенского массива в Приморье // Петрология, петрохимия магматических и метаморфических пород. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1975. С. 142–167.
20. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука. 1980. 144 с.
21. Уткин В.П. Природа магмо-металлогенической зональности Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1986. № 4. С. 947–951.
22. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука. 1989. 166 с.
23. Уткин В.П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулканические пояса Юга Дальнего Востока России. Статья 3. Геодинамические модели синхронного формирования горст-аккреционных систем и рифто-грабенов // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 6. С. 35–58.
24. Уткин В.П., Неволин П.Л., Митрохин А.Н. Два плана деформаций восточного фланга Цзилинь-Лаолинской складчатой системы // Докл. РАН. 2003. Т. 389, № 1. С. 75–79.
25. Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука. 1987. 232 с.
26. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края: Очерк. Владивосток: Дальнаука. 1995. 68 с.
27. Чиков Б.М. Об основах теоретической концепции стресс-метаморфизма // Структура линейных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1990. С. 6–32.
28. Шакин С.С. Эндеогенное рудообразование в локальных зонах тектонического сжатия. Санкт-Петербург: Изд-во Гос. Горного института. 1997. 105 с.
29. Allen C.R. Circum-Pacific faulting in the Philippines-Taiwan region // J. Geophys. Res. 1962. V. 67, N. 12. P. 1092–1096.
30. Evrard P. Aspects particuliers du wolfram du gisement des Montmins (Allier-France) // Ann. Geol. Beig. 1950. T. 74, N. 1/3. P. 33–44.
31. Hibbard M.J., Watters R.J. Fracturing and diking in incompletely crystallized granitic plutons. «Lithos». 1985. 18, N 1. P. 1–12.
32. Ramsay J.G. Folding and fracturing of rocks. New York: McGraw-Hill. 1967. 346 p.
33. Riedel W. Zur Mechanik geologischer Brucheinungen // Cent. Miner. Geol. Paleontol. B, 1929. P. 123–145.
34. Roering C. The geometrical significance of natural en-echelon crack arrays // Tectonophysics. 1968. V. 5, N.1. P. 24–35.
35. Tchalenko J.S., Ambraseys N.N. Structural analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) earthquake fractures // Geol. Soc. Amer. Bull. 1970. V. 81, N. 1. P. 12–27.
36. Xu Jiawei, Zhu Guang, Tong Weixing, Cui Kerei, Liu Qing. Formation and evolution of the Tancheng-Lujiang wrench fault system: a major shear system to the north-west of Pacific Ocean // Tectonophysics. 1987. V. 137, N. 1. P. 273–310.

Поступила в редакцию 6 июня 2003 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

P.L. Nevolin, V.P. Utkin, A.N. Mitrokhin, S.V. Kovalenko, and T.K. Kutub-Zade

The Cretaceous intrusions of Southern Primorye: the tectonic position and dynamic conditions of their structure formation

The tectonic position of the Cretaceous granite intrusions in Southern Primorye is defined by fold and rupture deformations manifested in the formations hosting these intrusions. The structural patterns of the intrusions themselves are related to elements of fold and rupture parageneses as well. As exemplified by the Uspensky granite massif, it is shown that in conditions of a plastic environment, taxitic textures and layering of granitoid intrusions are organized into pseudofold syn- and antiforms elongated in the E-NE direction almost parallel to the intrusions extension. Geometrically, these structures are similar to folds observed in the enclosing rocks. They are also asymmetric and SE-verging. The same vergence style is typical of the system of counter-dipping thrusts. Brittle deformations are revealed in the paragenesis of strike-slip faults *sensu stricto* which control the dyke and vein facies location. The whole complex of fold and rupture dislocations typical of granitoids and surrounding formations was the result of lateral compression and left-lateral strike-slip geodynamic regime. The data obtained point out the substantial effects of geodynamic conditions (at least, strain fields and dominating block movement) produced on the studied igneous rocks formation and maybe on the entire magmatism.