

ТАФУИНСКИЙ ГРАНИТНЫЙ МАССИВ (ЮЖНОЕ ПРИМОРЬЕ): СТРУКТУРЫ И ГЕОДИНАМИКА ПРОДОЛЬНОГО СЖАТИЯ

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

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр. 100 лет Владивостоку 159,
г. Владивосток, 690022, e-mail: stakhor@yandex.ru*

Поступила в редакцию 14 мая 2008 г.

Детальные наблюдения и массовые замеры ориентировок останцов вмещающего каркаса, их сланцеватости, теневой полосчатости, контактов гранитных и аплитовых обособлений, такситовости легли в основу графического и статистического анализа структурных рисунков Тафуинского гранитного интрузива (ордовик). Выделены догранитный и сингранитный типы структурного рисунка, образованные под действием внешнего продольного сжатия. Первый из них характерен для траекторий структурных элементов вмещающего массив протокаркаса и теневой полосчатости гранитов, ориентированных поперек сжатия. Второй тип соответствует двум главным фазам становления массива: гранитной и аплитовой. Он образован сочетаниями встречных сопряженных сколов-надвигов, контролирующих распределение гранитного и аплитового вещества. Эти же сочетания нередко создают еще и псевдоскладчатые формы, четче выраженные в контроле тел аплитовой фазы. Подобный структурный стиль сингранитных деформаций предполагает, что по динамике формирования они аналогичны догранитным. Как догранитный, так и сингранитный структурные рисунки фиксируют то, что активизация внешнего сжатия была разнопорядковой и импульсной с определенной периодичностью. При этом длинные импульсы сжатия четко соотносятся с этапами и фазами формирования массива, когда на их границах сжатие дважды изменило ориентировку по ходу часовой стрелки с угловым шагом 10°. Геодинамика главного продольного сжатия и его структурные производные выступают главной причиной, определившей особенности позиции и архитектуры интрузива.

Ключевые слова: структуры интрузива, структурные рисунки, поля напряжений, продольное сжатие, геодинамика, Тафуинский гранитный массив, южное Приморье, Дальний Восток.

ВВЕДЕНИЕ

Структуризация коры – суммарный эффект всех геологических процессов. Правы те исследователи, кто, изучая структуры коры, считает их опорным репером в производстве геологических знаний. Вполне очевидно, что нельзя определить горную породу путем только вещественного (даже сверхточного) анализа, не зная ее петрографической структуры. Точно так же без структурного анализа не удастся корректно обосновать суждения о генезисе геологических мезо- и макрообъектов, в т.ч. интрузивов и месторождений полезных ископаемых. Только структурные исследования помогают вернее судить о степени участия различных факторов в эволюции того или иного геологического процесса. Без фактологического знания по геоструктурам невозможен прогресс в области тектоники и геодинамики. Поэтому структурный аспект геологических исследований должен служить, на наш

взгляд, их гносеологическим стержнем, отсутствие которого может быть чревато ошибками в генетических построениях.

Структурные исследования весьма трудоемки и в этом одна из причин явно недостаточной изученности структур большинства мезообъектов, в т.ч. и интрузивов – одной из важнейших ступеней к познанию закономерностей рудораспределения.

Цели и задачи исследований

Нами ранее уже проводилось изучение геодинамики структурирования ряда метаморфических и интрузивных массивов Приморья [13–16, 26, 27]. Его результаты наглядно показывают, что главные черты строения разновозрастных гранитных плутонов далеко не всегда могут быть объяснены с традиционных позиций, согласно которым автоструктурирование магматических тел в процессе их становления зависит только лишь от форм вмещающих камер,

центробежного или центростремительного саморазвития очага и формирующегося магматического купола. Напротив, строение интрузивов, так же как и структуры их обрамления зачастую отвечают условиям внешнего динамического воздействия.

Для расширения возрастного диапазона закономерностей, установленных в перечисленных работах, в задачу настоящих исследований входило изучение строения ордовикского Тафуинского гранитного массива и, по возможности, составление модели его структурообразования.

Исходные материалы и методика исследований

Тафуинский гранитный массив (известен также как Южно-Морской) расположен на полуострове Ливадийском (залив Петра Великого) (рис. 1). Он принадлежит Южно-Приморскому широтному поднятию (Южно-Приморская структурно-формационная зона [4]), которое отражено выходами на поверхность протерозойско-палеозойских образований. На западе Тафуинский интрузив контактирует по разломам с Аннинским габброидным массивом, северный и восточный фланги его перекрыты позднепалеозойскими и мезозойскими отложениями (рис. 1). Интрузив изучался при геокартировании 1: 50 000 масштаба Б.И. Васильевым (1965 г.), в ходе геологического доизучения масштаба 1: 200 000 А.В. Олейниковым и др. (2003 г.). Другие близко расположенные и сходные с ним по возрасту и по составу массивы, относимые ныне так же, как и Тафуинский, к таудеминскому комплексу, картировались А.Р. Спициным (1959 г.), Н.Г. Мельниковым (1965 г.). Изучению массива посвящены и научно-исследовательские работы [8 и др.].

Тафуинский массив сложен белыми и светло-серыми мусковитовыми плагиогранитами, мелко-крупнозернистыми, нередко пегматоидными. В гранитах содержится множество останцов вмещающего структурного каркаса. В массиве развиты аплитовые и пегматитовые преимущественно пласто- и линзообразные обособления.

Б.И. Васильевым (1965 г.) выделены две фазы (гранитная и аплитовая) становления массива, что хорошо согласуется с результатами наших исследований.

Массив датирован ордовиком – 491–493 млн лет по U-Pb возрасту цирконов [28, 29]. Некоторые исследователи, основываясь на гравиметрических данных, характеризуют тафуинские граниты как тектоническую пластину, перекрывающую более древние “сергеевские габброиды” [3]. По содержанию редких земель массив отвечает I-типу и условиям островной дуги (по А.В. Олейникову и др.,

2003 г.). Эти и другие взгляды в разной степени учтены в настоящей работе.

Для исследования особенностей строения Тафуинского интрузива нами применялся достаточно распространенный комплекс методов структурных исследований, разработанный в трудах Е. 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. Работы проводились в рамках мезо-макроуровня структурных исследований. Основное внимание в них уделено изучению индикаторов поля напряжений – структурных рисунков и парагенезов [2, 9 и др.], образованных траекториями слоистости, сланцеватости, полосчатости, расслоенности и т.п. элементами. Под структурным парагенезом, как и большинством тектонистов, вслед за [2, 9 и др.], нами понимается узор, составленный несколькими важнейшими структурными элементами – производными одной динамической причины. Структурный рисунок – понятие более широкое. Он может быть образован одним или несколькими структурными парагенезами. Он высвечивает и второстепенные элементы, характеризующие динамическую причину своего проявления. Понятия структурный рисунок и структурный парагенез тесно переплетаются и нередко подменяют друг друга, что не сказывается на результатах исследований. В настоящей статье мы часто, даже не выходя за рамки понимания структурного парагенеза, будем употреблять термин “структурный рисунок”.

Базисными методами составления и расшифровки структурных рисунков послужили прямые наблюдения, графический и статистический анализы. Графический анализ использует обычные приемы составления и сопоставления карт, планов и разрезов. Статистический – основывается на изучении количественного распределения ориентировок структурных элементов на круговых диаграммах, построенных на стереографической сетке Вульфа (верхняя полусфера). Диаграммы обоснованно признаются обобщенными (абстрактными) моделями структурных рисунков [21]. При интерпретации диаграмм, кроме известных статистических методов [6, 17, 31 и др.], использован собственный прием расшифровки вергентности складок по положению и интенсивности максимумов [12].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Структурные рисунки и главные фазы геодинамического структурирования

Структуру или структурную канву Тафуинского гранитного массива образуют четыре основных

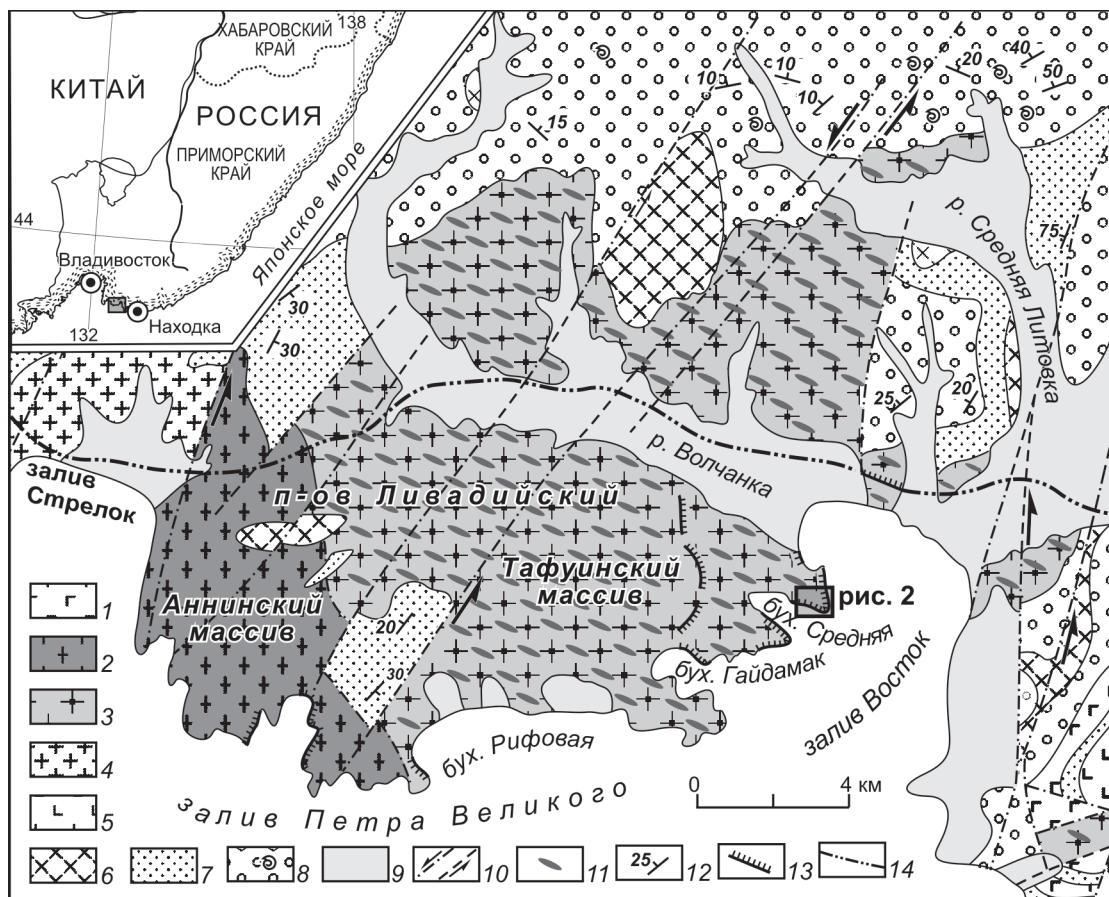


Рис. 1. Геологическая и географическая позиция Тафуинского массива.

1 – габброиды сергеевского комплекса (PZ₁); 2 – габброиды Аннинского массива (PZ₁?); 3 – мусковитовые граниты Тафуинского массива (O); 4–9 – позднепалеозойско-кайнозойские образования: 4 – граниты (K₂), 5 – базальтоиды (K₂), 6 – гранодиориты (K₂), 7 – терригенные алевритово-песчановые (P₁₋₂), 8 – терригенные песчаново-алевритовые (T₃-J₂), находки ископаемой фауны; 9 – аллювиальные четвертичные отложения; 10 – разрывные нарушения (преимущественно сдвиги), в т.ч. предполагаемые (пунктир); 11 – мусковитовые, реже амфиболитовые сланцы – останцы структурного каркаса, вмещающего граниты; 12 – ориентировка слоистости в пермских и триасово-юрских отложениях; 13 – линии разрезв деталей наблюдений; 14 – автодорога Владивосток – Находка.

структурных рисунка. Первый образован сланцеватостью протокаркаса, второй – теневой полосчатостью гранитов, третий – контактами обособлений гранитов с останцами протокаркаса, четвертый – обособлениями аплитов. Перечисленные рисунки формировались в три основных этапа (назовем их геодинамическими фазами), поскольку 2-й и 3-й этапы сопоставляются с вещественными фазами формирования интрузива. В этом контексте структуры первого и второго рисунков формировались в догранитную геодинамическую фазу Φ_0 , третий – в гранитную фазу Φ_1 , а четвертый – в аплитовую Φ_2 . Все четыре рисунка – результат латерального, продольного сжатия. Главное максимальное сжатие обозначено – σ_1 , среднее – σ_2 и минимальное – σ_3 . В ряде случаев в тексте

и на рисунках при характеристике этих трех фаз, а вслед за ними и импульсов постгранитных деформаций они обозначены надстрочными цифрами в соответствии с индексами фаз – например, σ_1^0 , σ_1^1 , σ_1^2 . Фазы сжатия предположительно разделены периодами снижения (причем, возможно, достаточно резко) его интенсивности, то есть сжатие было дискретным, что подчеркивается 2-мя азимутальными поворотами поля напряжения с угловым шагом 10° . Проявлена и более дробная, мерцательная (в понимании сейсмологов), дискретность сжатия, о которой свидетельствуют проявления в пределах одной фазы нескольких наложенных систем сопряженных сколов, имеющих разную частоту проявления и разные углы скалывания.

Структурные рисунки догранитной геодинамической фазы

Структурный рисунок вмещающего каркаса, сложившийся в догранитную геодинамическую фазу Φ_0 , – преимущественно тесно складчатый – составлен на планах и разрезах по траекториям слоистости и сланцеватости, фиксируемым в останцах вмещающих пород, которые расположены цепочками среди гранитов и сложены преимущественно сланцами, в основном серицит-мусковитовыми, содержащими цоизит, хлорит, эпидот, реже – гранат-амфиболитовыми сланцами. Среди останцов встречаются и слабо измененные кливажированные алевролиты. Все они предположительно относятся к метаморфизованным раннепротерозойским образованиям авдокимовской свиты и известному комплексу так называемых “сергеевских габброидов”, поскольку других более древних образований, чем массив, здесь не известно.

Останцы четко или неясно очерчены, чаще имеют уплощенную линзообразную форму. Размеры останцов по малой оси – от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров. Обычное соотношение длины, ширины и мощности останцов-включений – 5:3:1. Наиболее длинные – 30–50 м при мощности 3–5 м – слоеподобные обособления сланцев среди гранитов зафиксированы в плане дна бухты Средней.

Сланцеватость субпараллельна слоистости, обе согласуются с ориентировкой длинных и средних осей останцов. Устойчивое простираие ЗСЗ – ВЮВ $110 - 290^\circ$ останцов и сланцеватости отражено на космоснимке и планах детальныи наблюдений (рис. 2, 3), подтверждается четкостью концентраций полюсов сланцеватости в главных максимумах соответствующей диаграммы (рис. 3А). Траектории сланцеватости увязываются в систему тесно сжатых складок с пологими шарнирами; максимумы полюсов сланцеватости распределяются на соответствующей диаграмме по поясам, отображенным на ней в виде дуг больших кругов (рис. 3А). Система таких складок содержит не менее 4-х порядков соподчиненных складчатых форм. Четкая ориентировка по простираию и увязка в складчатые формы элементов сланцеватости и слоистости останцов показывают, что такой структурный рисунок соответствует структурам каркаса вне массива, и, следовательно, останцы каркаса среди гранитов остались непереориентированными, то есть активного внедрения магмы не было.

Третий и четвертый порядки складок непосредственно наблюдаются в коренных обнажениях (рис. 4). Например, останец “Бегемот” представляет собой сложную эллипсоидальную складку 3-го порядка, длинная ось которой простирается в северо-

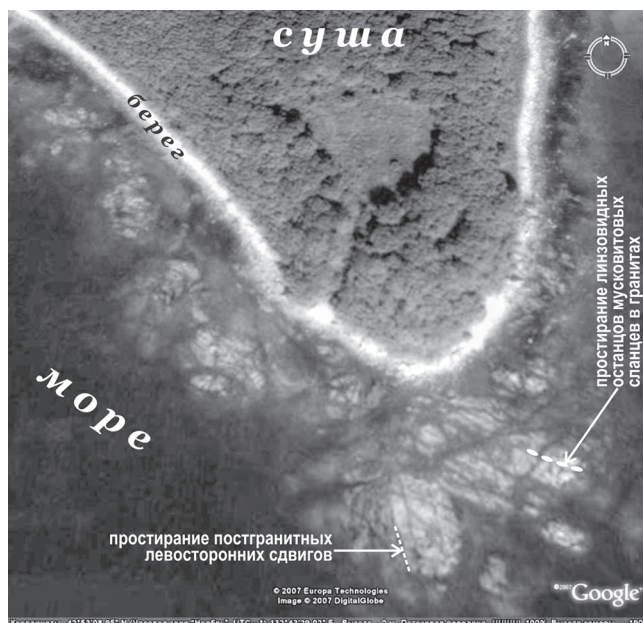


Рис. 2. Вид, смоделированный с помощью системы Google Earth (2007), отражающий некоторые структурные элементы Тафуинского массива на одном из участков наблюдений (см. рис. 3).

западном направлении. Крылья складки падают на ССВ и на ЮЮЗ, а шарнир погружается на ВЮВ (рис. 4А, Б). Крылья гофрированы продольной и поперечной мелкой складчатостью более высоких порядков (рис. 4Б). Причем поперечная мелкая складчатость – вероятный продукт поздних деформаций, связанных с воздействием субширотного сжатия. У складок третьего-четвертого порядков ширина варьирует от первых сантиметров до нескольких десятков метров. Среди них нередки асимметричные, вергентные формы складок, которые зачастую сопровождаются кливажем осевой поверхности и особенно отчетливо фиксируются среди сланцев деформированными слоями серицитизированных и кварцеванных песчаников (рис. 4В). Наблюдается и очень мелкая складчатость – плейчатость, характерная для углистых алевролитов в мелких останцах (рис. 4Г). Выходы шарниров мелких складок (выход – точка пересечения с верхней полусферой линии шарнира, мнимо помещенной в центр полусферы) сгруппированы закономерно в полосу, расположенной по нормали к поясам складчатости. Периферийное положение выходов шарниров на диаграмме свидетельствует об их полой ориентировке в пространстве (рис. 3А).

С продольными складками 3-4-го порядков по положению в пространстве согласуются складки 2-го порядка. Представления о складках этого по-

рядка получены статистически и графически. К примеру, оси и крылья их отражены на одном из участков наблюдений (рис. 3). Складки 2-го порядка (ширина в плане – 50–300 м) асимметричны, их крылья, обращенные к югу, заметно более крутые и менее широкие в плане, а обращенные к северу – напротив, менее крутые и более широкие. Разная крутизна крыльев хорошо заметна на диаграмме (рис. 3А) по расположению главных 4-процентных максимумов (рис. 3). Устанавливаемая таким образом асимметрия складок отразилась, видимо, в узорах общей (рис. 3А) и частных диаграмм (не приводятся), где максимумы полюсов сланцеватости, падающей на север, по интенсивности резко превосходят максимумы сланцеватости юго-западного падения. Такая асимметрия указывает на южную вергентность складок 2-го порядка.

Неоднократно наблюдался фрагментами и расшифровывался на планах и разрезах структурный рисунок, образованный складками 2–4-го порядков. Он характерен тем, что мелкие складки осложняют крылья крупных складок, последние, в свою очередь, осложняют крылья еще более крупных складчатых форм. Причем осложняющие складки вергентны по восстанию осложняемых крыльев, согласно направлению межслоевых движений. Так, мелкая складка, запечатленная на рис. 4В, вергентна по восстанию падающего на ЮЗ крыла складки 2-го порядка (рис. 3), а складки 3–4-ого порядка (рис. 5В) вергентны в противоположном направлении, но опять-таки по восстанию крыла складки 2-го порядка, хотя и противоположного падения на СЗ (рис. 3).

В этой иерархической цепи складчатых форм продольного сжатия весьма вероятны и более крупные, первого порядка пликативные структуры – складки, соразмерные с масштабами массива. Одна из них, вероятно, оказалась магмовмещающей. Установить такую форму путем анализа карты и фрагментарного картирования оказалось весьма сложно, так как массив на суше представлен не полностью и перекрыт молодыми образованиями (рис. 1). Реальность ее можно предполагать лишь косвенно. Существование магмовмещающей антиформы 1-ого порядка, кроме логически ожидаемой складки 1-го порядка, косвенно обосновывается аналогией с уже изученным альбским Успенским массивом, где свод крупной антиформы структурно обоснован [14, 15]. Если это так, то осевая часть складки первого порядка каркаса Тафуинского массива должна находиться южнее, возможно даже в заливе Петра Великого. На это косвенно указывает “восходящая” к югу вергентность складок второго порядка (рис. 3). Складчатые конструкции вмещающего каркаса, большей частью восстановленные по траекториям элементов строения останцов и частично предполагаемые по аналогии с другими массивами, имеют по существу весь парагенетический набор структурных элементов, характерных для линейной складчатости, включая кливаж осевой поверхности и конвергентную складчатость. Такой стиль складчатости воспроизведен в экспериментах и в обобщениях охарактеризован многими исследователями как следствие внешнего продольного сжатия [32, 35, 36]. Складчатый рисунок каркаса, судя по положению останцов среди гранитов, не испытал силового внедрения магмы. Это

Рис. 3. План участка детальных наблюдений бухты Средней, совмещенный с суммарными диаграммами ориентировок основных структурных элементов.

1 – мусковитовые граниты (О); 2 – постгранитные дайки спессартитов ($P_2?$); 3 – мусковитовые, реже амфиболитовые сланцы – останцы структурного каркаса, вмещающего граниты (PZ_1); 4 – мелкие складки в останцах; 5 – обособления гранитов в сланцах; 6 – обособления аплитов в сланцах и гранитах; 7 – дайки андезитов и базальтов (K_2); 8–9 – оси складок второго порядка в протокаркасе: 8 – антиформных, 9 – синформных; 10 – проекции линий падения крыльев складок; 11 – шарниры складок 3-го и 4-го порядков, образованных сланцеватостью, синформных (1) и антиформных (2), стрелки, цифры – величина угла падения шарнира в градусах; 12 – шарниры псевдоскладок 3-го – 4-го порядков, образованных обособлениями аплитов; 13 – ориентировка сланцеватости и теневой полосчатости; 14 – крутопадающие разрывные нарушения с неопределенными направлениями перемещения (1), сдвиги (2); 15 – точки пикетов; 16 – береговая линия, 17–18 – диаграммы ориентировки (сетка Вульфа, верхняя полусфера, азимут истинный): А – сланцеватости в останцах, Б – контактов гранитов с останцами, В – контактов тел аплитов с гранитами и останцами.

На диаграммах мелкие точки – пояса (дуги больших кругов) полюсов структурных элементов, стрелки с точкой – выходы и направление погружений шарниров мелких складок (градуировка шкалы углов падения – обратная); стрелки вне круга – направление главного нормального сжатия: черные – ордовикского догранитного фазы $\Phi_0 - \sigma_1^0$, сингранитного фазы $\Phi_1 - \sigma_1^1$, синаплитового фазы $\Phi_2 - \sigma_1^2$; белые – рубежа палеозоя и мезозоя – σ_1^3 , и мезозойского – σ_1^4 .

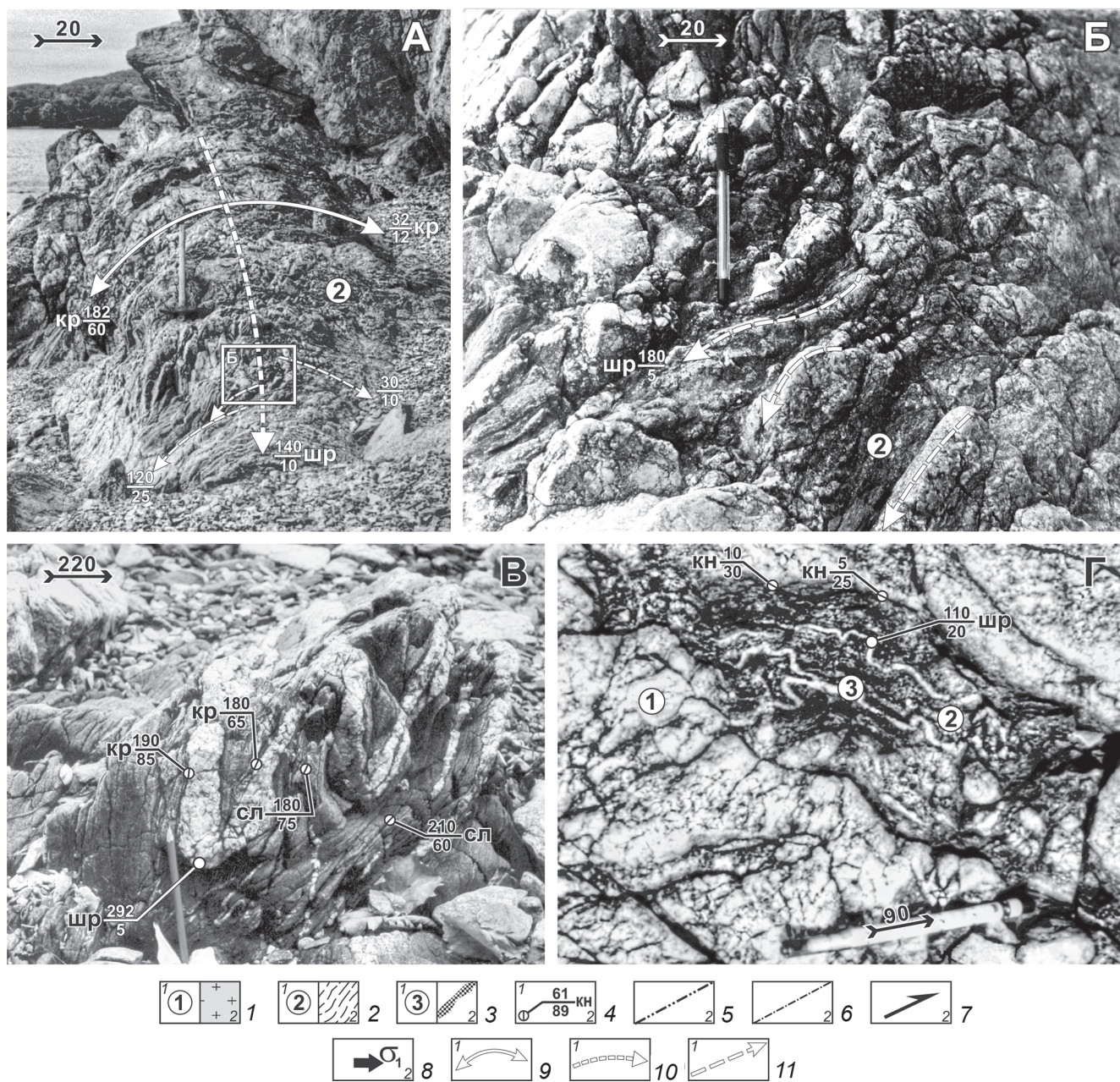


Рис. 4. Складки 3-4-го порядков в сложенных глинисто-сланцевыми сланцами останцах структурного каркаса, вмещающего гранитный массив.

А – будинообразный останец “Бегемот”, имеющий форму складки, ПК (пикеты) 12–13, см. рис. 3; Б – мелкая поперечная складчатость, фрагмент снимка А; В – мелкая вергентная складчатость в глинисто-сланцевых сланцах, обозначенная слоем окварцованных песчаников, ПК 11; Г – пльчатость в углисто-сланцевом останце, ПК 58.

Условные обозначения к фотоиллюстрациям (1) и схемам (2), составленным по фотографиям.

1 – мусковитовые граниты, 2 – слюдястые сланцы, 3 – аплитовые обособления, 4 – точка замера ориентировки структурного элемента (кн – контакта, сл – сланцеватости, пл – полосчатости, тк – такситовости, рз – разрыва, ск – скола, шр – шарнира складки, кр – крыла складки, тр – трещины), цифры выше черты – азимут (истинный), ниже – угол падения в градусах; 5 – сколовые разрывы; 6 – трещины; 7 – направление движения по разрывам; 8 – направление главного нормального сжатия; 9–11 – элементы складки “Бегемот”: 9 – линия падения крыльев, 10 – шарнир складки “Бегемот”, 11 – шарниры мелких осложняющих складок.

подтверждается ориентировками гранитной теневой полосчатости.

Структурный рисунок, образованный теневой полосчатостью гранитов. Под теневой полосчатостью в настоящей статье подразумевается полосчатость гранитов, образованная, вероятно, по сланцеватости и слоистости вмещающих пород при гранитизации. Подобные текстуры и структуры охарактеризованы А. Баддингтоном [1] при описании формирования плутонов в эпизоне и мезозоне, Н.А. Елисеевым [7]. Они с обобщениями многих работ рассмотрены в работах У. Питчера [19], Л.В. Махлаева [11] и других исследователей. Нами выделяется теневая микро- и макрополосчатость гранитов. Возникновение теневой мелкой полосчатости обусловлено слоистостью и сланцеватостью пород структурного каркаса. Текстуры ее в гранитах обозначены светлыми полосами полевошпатового состава, темноцветов, углистого вещества (рис. 5А, Б). Светлые полосы отличаются разной степенью насыщенности тем или иным минеральным компонентом: кварцем, полевыми шпатами, мусковитом – или по разной зернистости: от скрытокристаллических (аплитовидных) до мелкозернистых. Чередование полос – упорядоченное, ритмичное, иногда частое: от долей до нескольких сантиметров, а иногда редкое: один или два “слоя” на несколько дециметров квазиоднородной кристаллической массы. Обычно полосы прерывистые, линзовидные. В ряде случаев с догранитными структурами каркаса, возможно, одинаково ориентирована такситовость, которая выражена упорядоченным удлинением роговой обманки (рис. 5Г). На рис. 5Б и 5В видна теневая макрополосчатость – как результат замещения гранитным веществом, вероятно, флишоидных ритмов мощностью от нескольких десятков сантиметров до первых метров, с преобладанием песчаниковых разновидностей, благоприятных для замещения гранитным веществом. В ритмах выражены градационные переходы, с постепенным утонением гранитной зернистости от весьма резкой нижней границы “слоя” к верхней границе. Также постепенно меняется и цвет гранитов. В нижней части “слоя” они светлые, в верхней части, напротив, темные. Оттенки соответствуют обычному обогащению верхней части элементарного флишевого ритма алевролитовой составляющей, видимо, менее благоприятной для замещения. Поэтому верхи таких “гранитных ритмов” самые мелкозернистые, имеют темные цвета и тонкую теневую полосчатость, по текстуре сходную с алевролитовой слоистостью. Другими словами, в такой

теневой полосчатости гранитов запечатлено строение вмещающих пород.

Структурные рисунки, синхронные становлению массива

Кроме догранитных структур, образованных элементами строения протокаркаса, в интрузиве проявлены структуры, синхронные гранитизации (фазы Φ_1 и Φ_2). Наложение структурных рисунков Φ_1 и Φ_2 на складчатый Φ_0 было импульсным, без особых искажений ранних узоров поздними. Наблюдения показывают, что это вызвано определяющим значением сколовой составляющей в формировании сингранитных структурных рисунков. Наиболее отчетливо сколовый рисунок контролирует жилы аплитов фазы Φ_2 .

Структурный рисунок, контролирующий тела аплитов, образован преимущественно двумя разнополярными (падающими навстречу друг другу) системами плоскостных сколовых элементов сопряженного типа, проявленных в останцах вмещающих пород и в гранитах, они явно наложены на рисунки фаз Φ_0 и Φ_1 . Доминанта обеих систем отражена двумя главными и несколькими второстепенными максимумами полюсов на соответствующей диаграмме (рис. 3В). При этом, группирование этих максимумов в пояса с осями ЮВ-СЗ ориентации при надвиговой кинематике рассматриваемых систем сколов указывает на сопряженный характер сколов. Полюсы и их максимумы сконцентрированы на тесно сближенных дугах больших кругов (рис. 3В), сливающихся, по существу, в один широкий пояс.

Напомним, что сопряженные сколы возникают при нагружении чистого и простого сдвига в анизотропном поле напряжения и проявляются как системы пересекающихся разрывов-трещин [5, 33 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 скальвания – θ . Угол между двумя сопряженными сколами известен как угол сопряжения 2θ . В условиях хрупкой деформации θ не превышает 45° . Однако при пластическом скальвании, характерном, например, для условий средних глубин коры – мезозоны [18], угол θ может достигать $70-80^\circ$ [23]. 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. В нашем случае углы сопряжения

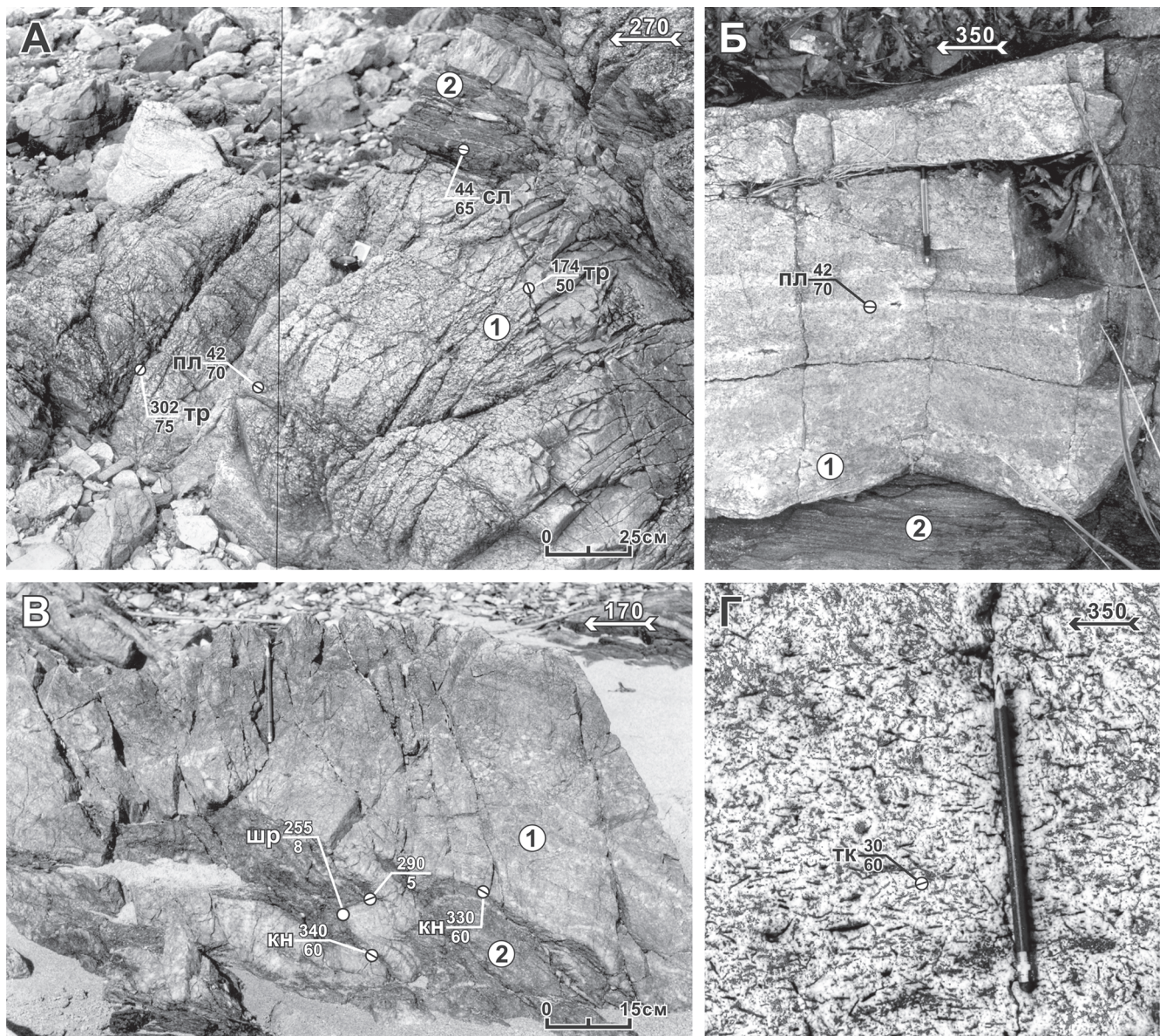


Рис. 5. Теневая полосчатость и такситовость гранитов.

А – теневая полосчатость, параллельная сланцеватости, выраженная чередованием полос темноцветных, полевошпатовых минералов и углистого вещества, ПК 16. Б (ПК 16) и В (ПК 1) – макрополосчатость в гранитах, выраженная ритмами с градиционным уменьшением зернистости и светлых оттенков к темным от нижней части гранитного “слоя” к верхней, Г (ПК 77) – такситовое расположение включений роговой обманки. Условные обозначения на рис. 4.

преимущественно тупые $\sim 120\text{--}130^\circ$, причем в более хрупких гранитах закономерно углы сопряжения более острые, чем в сланцах. Именно в условиях продольного сжатия сколы закономерно представляют собой встречные надвиги и взбросы, на что указывают разобращения и мелкие подвороты сланцеватости и теневой полосчатости. По углам сопряжения, ориентировкам сколов и их надвиго-взбросовым кинематическим характеристикам определяются направления

осей главного сжатия: σ_1 – как субгоризонтальное по азимуту $40\text{--}220^\circ$; σ_2 – как субгоризонтальная средняя ось сжатия, нормальная к σ_1 , а ось минимального напряжения σ_3 при этом занимает субвертикальное положение.

Простые – плоскостные – формы контроля аплитов главной системой сопряженных сколов довольно разнообразны. Фиксируются X-, V-, Y-, U-образные сочетания сколов, овеществленных аплита-

ми. Формы контроля главной сопряженной системой нередко дополняются вторичными сколами с некоторым варьированием углов сопряжений, являющимися, видимо, производными от второстепенных, внутрифазовых, полихронных импульсов сжатия. Однако стоит подчеркнуть, что наблюдаемая при этом пологая ориентировка линий сопряжения остается однообразной для всех сопряженных сколов. Повсеместны и постаплитовые сопряженные сколовые трещины, образованные мерцательными импульсами того же продольного сжатия (рис. 6Б). Теоретически углы скола зависят не только от реологических свойств деформируемой среды, но и от скорости нарастания интенсивности импульса. Особо примечательно, что весьма часто жилы имеют форму складок, образованных угловатыми волнообразными сочетаниями аплитизированных сколов одной или нескольких генераций, также наложенных на ранние рисунки фаз Φ_0 и Φ_1 . В отличие от складок каркаса, такие формы не являются результатом смятия, по крайней мере, в длительный период с момента начала развития, и их правильнее называть псевдоскладками. Вполне отчетливо выделяются псевдоскладки 2–4-го порядка, размерность которых примерно отвечает соответствующим порядкам складок структурного каркаса.

Среди псевдоскладчатых форм 3–4-го порядков преобладают клиновидные и килевидные асимметричные формы (рис. 6А). Для них характерны плоскостные крылья, острые угловатые замки, но нередко псевдоскладки со слегка сглаженными, округлыми крыльями и замками, весьма сходные со складками смятия. На оформление псевдоскладчатых структур 4-го порядка повлияли реологические свойства вмещающей среды. При пересечении сланцев и гранитов одной группой таких складок форма их волн в жиле меняется от крутой угловато-сглаженной в сланцах до угловатой шевронной – в гранитах.

Ориентировки сколовых элементов псевдоскладок указанных порядков, так же как и сколы, образующие плоскостные формы, хорошо вписываются в поясовую картину диаграммы (рис. 3В). Выходы шарниров пологих псевдоскладок на верхнюю полу-сферу концентрируются в СЗ и ЮВ румбах диаграммы (рис. 3В), фиксируя таким образом как генеральное простирание псевдоскладок ~ ЮВ–СЗ 125–305°, так и положение осей σ_2 . Отсюда в целом получается, что ось главного сжатия – σ_1 – занимала субгоризонтальное положение с азимутом 40–220° (т.е. нормальное к простиранию псевдоскладок), а ось минимального напряжения σ_3 была ориентирована субвертикально. Другими словами, псевдоскладки, как и плоскостные формы контроля аплитов, образованы

одними и теми же системами сопряженных сколов. То есть результаты статистического анализа и прямые наблюдения свидетельствуют о формировании складок в условиях продольного сжатия.

Из принципа структурного подобия, а также по аналогии со складками вмещающего каркаса весьма вероятен и 2-й порядок аплитовых псевдоскладок. Их вполне можно графически реконструировать из отдельных фрагментов. Представляются важными наблюдения пологих относительно крупных сводообразных замыканий аплитовых жил среди гранитов, которые можно, вероятно, интерпретировать как фрагменты псевдоскладок 2-го порядка (рис. 6Б). Причем псевдоскладки всех порядков подобны друг другу. В нескольких случаях в небольших фрагментах проявлено осложнение крыльев псевдоскладок 3-го порядка псевдоскладками 4-го порядка. Отметим также, как и в складках каркаса, среди псевдоскладок распознается нехарактерный для заведомо хрупкой среды конвергентный стиль осложнения крупных форм мелкими. Конвергентные складки обычно осложняют крылья более крупных складок при продольном смятии [32, 36]. Конвергентность заключается в том, что осложняющие складки наклонены к замку осложняемых складок согласно с движениями масс на крыльях крупных антиформ. Складки, наклоненные от замка по падению крыльев, называются дивергентными; обычно это формы поперечного сжатия. Наложение сининтрузивных псевдоскладчатых форм фаз Φ_1 , Φ_2 без заметного искажения ранних узоров, их конвергентность и почти полное отсутствие дивергентных форм затрудняют объяснение образования псевдоскладок турбулентными движениями расплава, пластическим течением застывающей магмы, выдавливанием. При перечисленных явлениях должен значительно деформироваться или уничтожиться более ранний узор, свойственный, например, структурам вмещающего каркаса интрузива и теневой полосчатости в гранитах; к тому же наряду с конвергентными формами именно в равной степени должны развиваться и дивергентные формы, осложняющие антиформы.

Возможный механизм формирования псевдоскладчатого рисунка. Рассмотрим вариант наложения аплитовых псевдоскладок на сланцеватость, сопоставив наиболее известные данные экспериментов и теоретические наработки со своими результатами. Этот вариант не должен во многом отличаться от динамики наложения аплитов на граниты. Так как среда останцов предельно смятая, условимся рассматривать ее как среду изотропную, реологически подобную гранитной. Допустим, возобновленное после

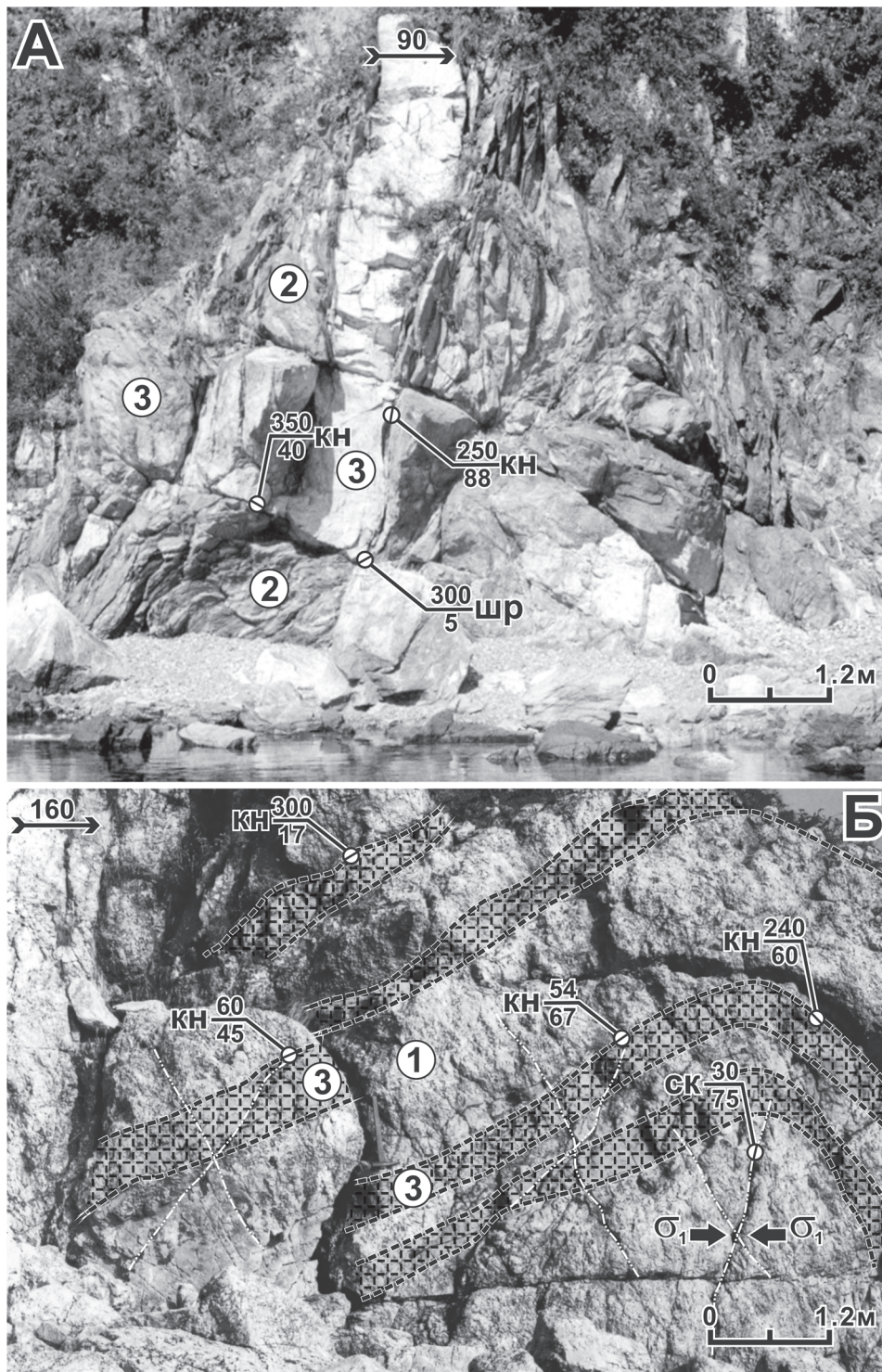


Рис. 6. Псевдоскладки, выраженные аплитами.

А – килевидная угловатая вергентная псевдоскладка 3-го порядка в сланцах, ПК-14. Б – фрагмент свода псевдоскладки 2-го порядка, который выражен «слоями» аплитов (заштрихованы), ПК-75. Условные обозначения на рис. 4.

некоторого перерыва тектоническое сжатие σ_1 обусловило формирование в смятой среде вмещающего каркаса разнополярных систем сопряженных сколов (кинематически представляющих собой надвиги и взбросы), сочетание которых стали канвой для распределения эндогенного вещества. Пусть структурное состояние догранитной среды отражает тесно сжатая складка с крутыми падениями крыльев S_0 (рис. 7), соответствующими главным максимумам полюсов сланцеватости (рис. 3А). Под воздействием импульса пологого сжатия в этой среде формируются две главные системы разнополярных сопряженных сколов – S_1 и S_2 , соответствующих главным максимумам плюсов диаграммы (рис. 3А) по типу деформации чистого сдвига. Как правило, в хорошо известных экспериментах [30, 37] и многих натуральных примерах механизма чистого сдвига одна из двух сопряженных систем сколов развита значительно лучше, чем другая. В нашем случае доминирует та из них (в одном крыле S_1 , а в другом S_2), сколовые движения по которой согласуются с восходящими движениями на крыльях абстрактной модельной складки. Доминантные сколы превосходят угнетенные сколы длиной, частотой проявления и, видимо, амплитудой надвигания. По причине преобладаний амплитуд доминирующих сколов-надвигов, например, по S_1 , угнетенные сколы S_2 , вероятно, могут испытывать некоторое приоткрывание (или наоборот) и заполнение магматическим материалом. Однако это не полностью объясняет приоткрывание всей системы.

Вероятно, субпараллельно направлению главного сжатия образуется уплощенная зона некоторого растяжения (S_3). Такие зоны теоретически закономерны – они занимают позицию, приближенную к положению плоскости $\sigma_1\sigma_2$. Они наиболее вероятны для приоткрывания несколько ранее образованных или синхронных сопряженных сколов, достаточного для наполнения последних магматическим или жильным веществом. Визуализирующиеся путем аплитизации сколы, по сути дела, превращаются в псевдоскладчатые жилы и дайки. При дальнейшем поэтапном сжатии среды зона S_3 постепенно изгибается, занимая положение $S_3^1 \rightarrow S_3^2 \rightarrow S_3^3$ (рис. 7Б). Процесс изгиба S_3 способствует формированию некоего свода и разуплотнению в нем среды с развитием мелкой пористости и мелкой трещиноватости, заметно не нарушающей сплошность субстрата, где и происходит гранитизация за счет проникновения эндогенного вещества. Трансформация S_3 изгибом, по всей вероятности, играет существенную роль в становлении самих гранитов Тафуинского массива в период фазы Φ_1 .

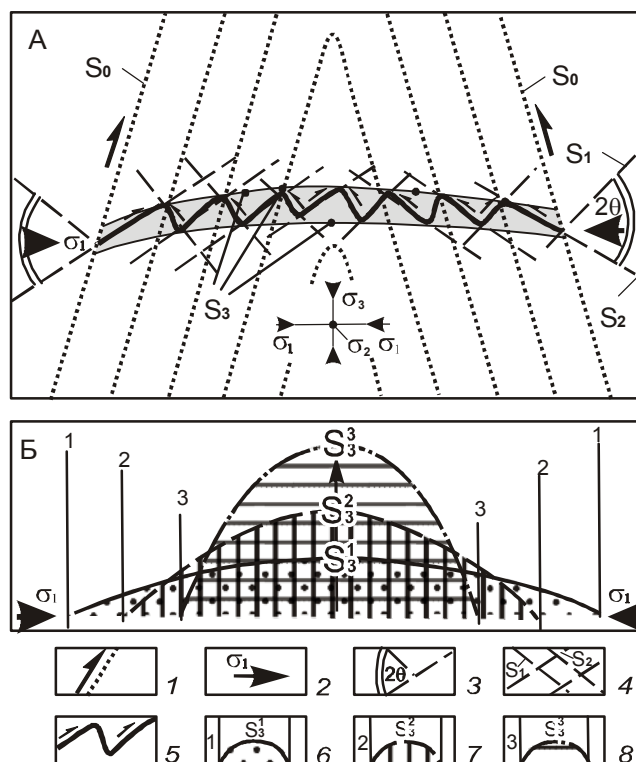


Рис. 7. Предлагаемый вариант оформления сопряженными сколами вторичных псевдоскладчатых форм, контролировавших граниты и аплиты.

А – формирование вторичных сопряженных сколов и аплитизация их в зоне разуплотнения. Б – вероятное поэтапное искривление сколово-складчатой зоны разуплотнения. 1 – траектории сланцеватости (S_0) идеализированной складки протокаркаса в Φ_1 , стрелки – доминирующие тенденции послынных смещений; 2 – направление главного продольного сжатия; 3 – угол сопряжения 2θ ; 4 – сопряженные сколы (S_1 и S_2), сформированные продольным сжатием; 5 – аплитизированные псевдоскладчатые формы в зоне разуплотнения, ограниченной поверхностями (S_3); 6–8 – предполагаемое искривление зоны S_3 с последовательным сводообразованием за три абстрактных импульса сжатия: 6 – первый, 7 – второй, 8 – третий.

Структурный рисунок гранитной геодинамической фазы (Φ_1). Гранитные обособления имеют форму крупных слоев, линз, сводообразных, корытообразных. Ограничения этих обособлений в массиве нечеткие, выраженные обычно цепочками останцов разных размеров. Мощность обособлений часто превышает размеры обнажений и составляет более первых десятков метров. Сколовая предопределенность их границ устанавливается в малых формах и статистически. В малых формах слои образуют псевдоскладки, обычно выраженные волнообразными “слоями” гранитов мощностью от 10–20 см до 1–3 м среди крутопадающих сланцев. Заметно “ограничение”

сколами нижних и верхних поверхностей таких гранитных слоев (рис. 8). Причем у сколов видны надвиговые и взбросовые подвороты сланцеватости. Статистические максимумы границ гранитных обособлений на диаграмме расположены примерно в таких же поясах, что и полюсы сланцеватости и аплитовых жил (рис. 3Б). Диаграммы показывают: в расположении максимумов преобладают углы, не превышающие 90° , которые характерны для сколовых сопряжений при хрупких деформациях. Максимумы соответствуют в большей мере средним и пологим углам падения и относительно равномерно распределены в цилиндрических поясах. Все это оцениваем как косвенный индикатор распространенности субскладчатой организации систем сопряженных сколов, определяющих гранитные контакты. То есть линзообразные обособления гранитов имели форму син- и антиформных полуподков с утолщенными замками, формирование которых и есть, видимо, изгибы поверхностей S_3 (рис. 7Б). Заметно совпадение некоторых максимумов контактов гранитов (рис. 3Б) с некоторыми максимумами сланцеватости (рис. 3А). Видимо, часть контролирующих сколов развивалась по сланцеватости, наследуя первичный структурный рисунок. В то же время, сопряженные сколы гранитной фазы Φ_1 , как и сколы аплитовой фазы Φ_2 , образовались также благодаря новому импульсу продольного сжатия (быстрой активизации тектогенеза), что иллюстрируется главным образом несовпадением по азимуту и углу падения главных максимумов полю-

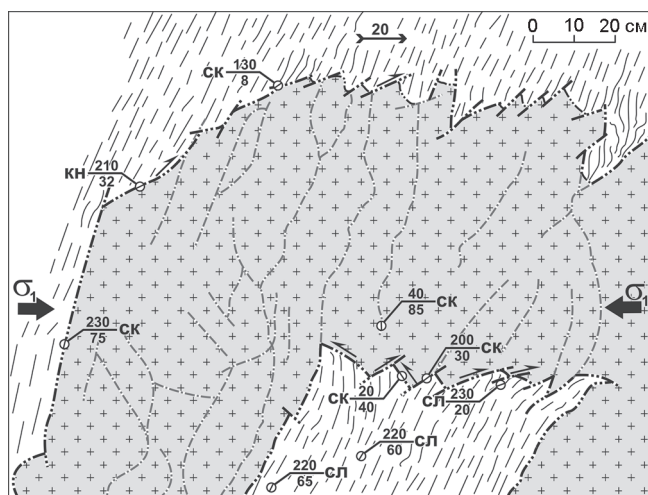


Рис. 8. Фрагмент псевдоскладчатой формы 3-го порядка, образованной “слоем” мелко-среднезернистых гранитов, ПК-65.

Условные обозначения на рис. 4.

сов сланцеватости и контактов гранитных обособлений (рис. 3А и 3Б). Другими словами, развитие сколов Φ_1 было унаследованно-наложенным. В результате получается, что разуплотненная среда в антиформе вмещающего каркаса гранитизировалась не только сообразно со слоистостью и сланцеватостью, превращая наиболее полно в граниты самые благоприятные для этого песчаниковые разновидности протопород, но и согласно с новообразованными главной и второстепенными сколовыми системами.

Вероятно, сколы служат крупными и малыми экранами на пути распространения гранитизирующей субстанции, таким образом структурно подчиняя и упорядочивая гранитизацию. Неслучайно вдоль сколовых контактов нередко наблюдались фрагменты вторичной полосчатости.

Основные постгранитные деформации

Постгранитные деформации, отделенные от периода становления интрузива значительным интервалом времени, характеризуются кратко, поскольку по объему имеющегося материала это тема отдельного сообщения. Примечательно, прежде всего, что первоориентировки сжатия зафиксированы и для постгранитных деформаций. С ними, так же как и с сингранитными, синхронизируются две наиболее структурно выраженные региональные ориентировки латерального сжатия.

Первая обстановка обусловлена близширотным сжатием (σ_1^3 – см. рис. 3А). Структурные проявления такой обстановки на рубеже палеозоя и мезозоя зафиксированы нами в Западном Приморье [26, 27]. Широтное сжатие обусловило ундуляцию шарнирных складок и развитие системы меридиональных надвигов, отчетливо выраженных в скальных выходах массива. Благодаря этому сжатию сформировалась наложенная поперечная мелкая складчатость (рис. 4). То есть опять отмечаются пликативные и дизъюнктивные формы, образованные тем же механизмом продольного сжатия, что и предшествующие структуры.

Вторая, мезозойская, обстановка – следствие северо-северо-западного сжатия – σ_1^4 (рис. 3А). Главным ее продуктом здесь, как и во всем Приморье [25], является система крутых и пологих разрывов и трещин преимущественно меридионального, северо-западного, северо-восточного направления, образующих сдвиговой структурный парагенез. Крупные и мелкие меридиональные и северо-восточные левосторонние сдвиги – одни из наиболее часто встречаемых разрывных структур. К ним относится Авангардный разлом, прослеживающийся в меридиональном направлении (рис. 3). Зона его представлена несколькими сближенными крутыми ме-

ридональными сместителями, где видно, что разрыв рассекает граниты и сланцы. При этом рассеченные им граниты изгибаются, образуя пластические левосдвиговые подвороты, изменяя простирание от первичного северо-западного направления до меридионального, параллельного сдвигу. Эти изгибы сами по себе можно рассматривать как пример простого смятия будто бы хрупких гранитов под действием скалывающей пары сил. В ряде мест разлом представлен зоной дробления гранитов и базальтов, параллельной береговой черте и сопровождающейся развитием меридиональных разрывов с пологими штрихами скольжения.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геодинамика структурирования массива

В итоге исследований структурных рисунков составлена обобщающая модель архитектуры интрузива, концентрирующая итоги исследований позиции Тафуинского интрузива, характера структурных рисунков, процессов структурирования в течение трех геодинамических фаз. Результирующий абстрактный рисунок модели (рис. 9А) выполнен в проекции на осредненную плоскость, близкую к плоскости $\sigma_1\sigma_3$, без учета переориентировки сжимающих напряжений.

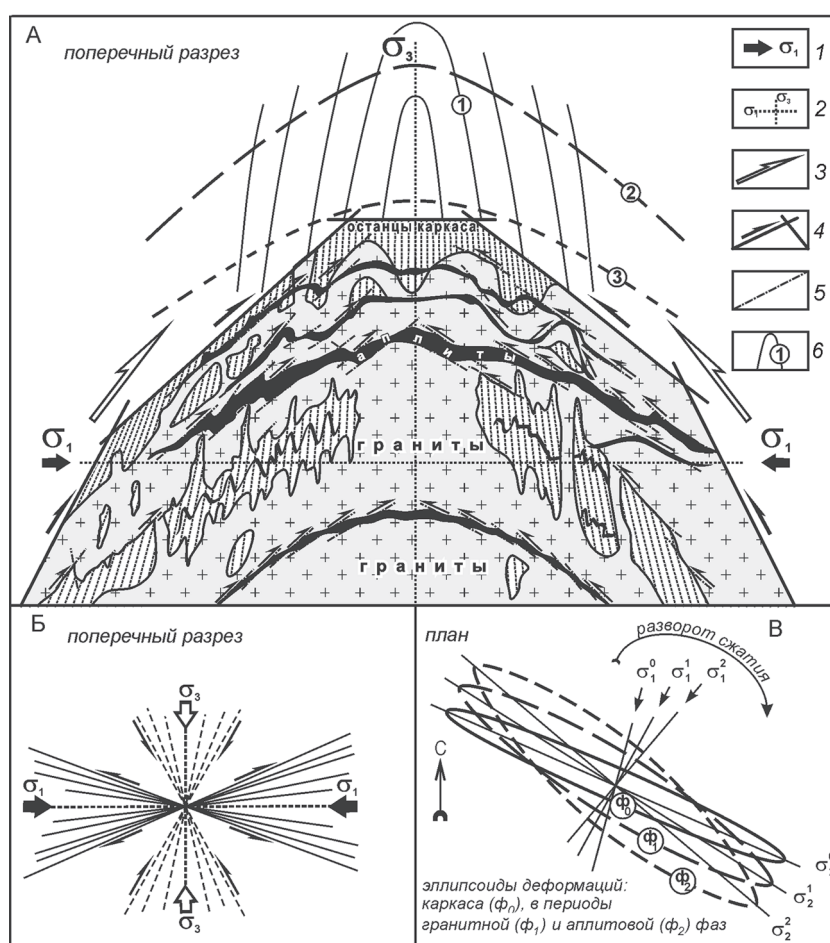


Рис. 9. Геодинамика формирования архитектуры Тафуинского массива (пояснение в тексте).

А – модель архитектуры и структурирования Тафуинского массива; Б – спектры сколов, формирующихся при продольном сжатии, по [34] с дополнением; В – планарное изменение ориентировок главных осей складчатых структур в ходе становления интрузива.

1 – направление главного продольного сжатия (σ_1); 2 – оси среднего (σ_2) и минимального (σ_3) нормальных напряжений; 3 – общая направленность тангенциальных напряжений; 4 – теоретическое положение главных сколов, принявших участие в оформлении интрузива и направление перемещения по ним; 5 – сколы 2-го порядка, обусловившие гранитные и аплитовые складчатые формы активного структурного рисунка; 6 – общая среднестатистическая конфигурация форм по протолитам (1), гранитам (2), аплитам (3).

В догранитную геодинамическую фазу Φ_0 продольным сжатием σ_1^0 были сформированы складчатые структуры вмещающего каркаса, структурные рисунки которых образованы траекториями непереориентированных останцов древних пород среди гранитов и узорами теневой полосчатости. При этом позиция массива определена крупной составной частью каркаса – антиформой 1-го порядка, осложненной конвергентными складками 2-го – 4-го порядков. По типам тектонофаций (кливаж, рассланцевание) глубина формирования структурного каркаса, видимо, соответствует мезо–катазоне [18]. Азимутальная позиция антиформы и других структур каркаса отражена эллипсоидом деформаций Φ_0 (рис. 9В).

Структуры гранитной геодинамической фазы Φ_1 наложились на разуплотненную сводовую часть антиформы, в основном унаследовав позицию антиформы и осложняящих ее разнопорядковых складок, став производными нового импульса (периода активизации) продольного сжатия σ_1^1 . Эллипсоид деформации (Φ_1), согласно статистическому анализу (рис. 3А и 3Б), оказался повернутым по часовой стрелке на 10° относительно эллипсоида Φ_0 (рис. 9В). Основные деформационные структуры этого временного отрезка – встречные надвиги и взбросы, заложены как сопряженные сколы по типу чистого сдвига. На рисунке 9Б показаны возможные спектры сопряженных сколов, возникающих при хрупком и пластическом скалывании для нашего случая горизонтального положения максимального σ_1 и среднего σ_2 сжатия и вертикального минимального сжатия σ_3 , обусловивших сочетания встречных надвигов и взбросов. Углы сопряжения могут варьировать в зависимости от реологических свойств среды и скорости деформирования. Сочетания надвигов и взбросов образовали квазискладчатые приоткрывающиеся сколы, ставшие причиной контроля вторичного гранитного и аплитового вещества (рис. 9А). По существу все изображенные на рисунке контакты являются сколовыми. Есть основания считать, что сколовые системы при дальнейшем длительном сжатии могут вести себя как слоистость, благоприятная для вторичного смятия. Возможный механизм такой деформации прокомментирован в предыдущем подразделе. Вместе со “сколово-складчатой” огранкой обособления гранитов приобрели структуры теневой полосчатости, траектории которых сохраняли первичные узоры каркаса.

Во время **геодинамической фазы Φ_2** , совпадающей с аплитовой фазой становления массива, все стрессовые явления повторились. Произошел новый импульс продольного сжатия σ_1^2 , сопровождавшийся

новой переориентировкой эллипсоида напряжений по часовой стрелке на $10\text{--}15^\circ$ (рис. 9В). Этим импульсом обусловлено формирование новой системы сопряженных сколов, рассекающих не только сланцы, но и граниты. Структурный рисунок, сложенный траекториями жил 2-й фазы, сформирован по тому же механизму, что и сколовый структурный рисунок гранитной фазы. Сочетания сопряженных сколов образуют зачастую конвергентные псевдоскладчатые формы, выполненные аплитами, что и отражено на рис. 9А. Есть основания предполагать близкую иерархическую структуру и размерность складок каркаса и вторичных сколовых и псевдоскладчатых форм.

Несмотря на фиксируемую дискретность разнофазных рисунков, обусловленную главными и второстепенными импульсами активизации сжатия, приведшими к формированию сопряженных сколов, и рядом других менее значимых признаков, можно выделить некоторые черты, указывающие на унаследованность рисунков. Например, одинаковое направление падения крыльев складок и доминирующей системы из двух встречных систем сопряженных сколов, образующих псевдоскладки, сходство форм и размеров складок и псевдоскладок 3–4-го порядков. Это дает косвенное основание предполагать, что складки и псевдоскладки имеют близкую порядковую структуру, соразмерность форм и, видимо, нередкое пространственное совпадение, по крайней мере, крупных форм 1-2-го порядков.

Мы попытались на базе полученного фактического материала обозначить трактовку процесса структурообразования. Из сказанного следует основной вывод о том, что продольное латеральное сжатие пульсировало в течение всего времени становления массива и явилось основной причиной структурообразования. Безусловно, модель требует совершенствования и многократной проверки на других интрузивных объектах, а также возможной детализации в плане поиска влияния локальных полей напряжений.

К вопросу о природе интрузива

Природа гранитизации, сформировавшей интрузив, может быть любой: гидротермальной, инфльтрационно-анатектической, метасоматической, палингенно-метасоматической или твердофазной. Наши результаты, пожалуй, ограничивают взгляды только лишь в том плане, что гранитообразование не является результатом активного внедрения гранитной магмы. Активная структурирующая роль принадлежит геодинамике продольного латерального сжатия, во-первых, обеспечившего пространствен-

ную позицию концентрирования гранитного вещества, во-вторых, – тип внутреннего строения массива. Структурная канва интрузива преимущественно образована тектоническими элементами: формами вмещающего каркаса, сколами, псевдоскладками.

Некоторые исследователи, зафиксировавшие теневые структурные эффекты (в частности Е.П. Смирнов [22]), допускают, что эволюция массива может миновать стадию расплава. Известно, что внешние стрессовые воздействия на расплав трансформируются в нем в изостатическое поле напряжений. А в таком виде априори стресс не может оказывать на расплавленную среду структурирующего воздействия. Исходя из этого, мы отчасти солидарны с выводами многих исследователей, в том числе Е.П. Смирнова [22], определившего важную роль замещения при образовании гранитоидов Зауралья. Наш материал, в особенности касающийся догранитного структурного рисунка, по существу согласуется с его выводами и свидетельствует таким образом будто бы об отсутствии стадии расплава.

Однако полностью исключать возможность структурирования расплава внешней стрессовой нагрузкой все-таки не следует.

Так, М. Райнер [20] обосновывает экспериментально возможность передачи анизотропных напряжений в условиях ньютоновской жидкости при превышении их величиной предела текучести. Значит, и на стадии расплава в его объеме может возникнуть некое динамическое поле, производное внешних тектонических напряжений, непосредственно влияющее на дальнейшее становление массива. Кроме того, анизотропией динамического поля можно попробовать объяснить эффект кристаллизации переохлажденной до -7°C дистиллированной воды после незначительного удара по сосуду с мгновенным превращением ее в лед во всем его объеме. Значит, в этом случае с переохлажденной жидкостью как последствия быстрого динамического воздействия, несомненно, возникают волновые траектории напряжений, пересечение которых, возможно, и дают центры кристаллизации одновременно во всем объеме жидкости. В обычной воде таковыми центрами служат различные взвешенные частицы. Не является ли это спусковым механизмом для зарождения идиоморфных кристаллов в магме, проявления которых удалены друг от друга на примерно равные расстояния? По крайней мере, наши исследования структурированности интрузивов Приморья предполагают именно такой механизм – импульсный (быстрый) тип воздействия сжатия на формирующуюся гранитную интрузию. Другими словами, нельзя исключать воз-

можность геодинамического структурирования магматических тел на стадии расплава.

Вероятно, правомерны два варианта появления гранитного вещества: оно могло поступать в несколько разуплотненное пространство свода антиформы структурного каркаса в виде гранитизирующего флюида либо формироваться исключительно на месте за счет преобразования вмещающих пород, подвергшихся градиентному тектогенезу.

На основании устанавливаемого весомого влияния внешней тектоники на формирование интрузивов привлекает и мысль о преобразовании коры за счет только одного тектонического воздействия. Например, В.А. Магницкий и др. [10] обосновывают модель формирования гранитных интрузивов Памира *in situ* за счет энергии складчатости, которая, как отмечают авторы, не противоречит расчетам, выполненным в работе Д. Теркота и Дж. Шуберта [10]. В таком подходе привлекает теоретическая попытка рассмотреть динамические условия в ранге приоритетных факторов, продуцирующих явления магматизма. На Памире при хороших условиях наблюдения не закартированы подводящие каналы, а также следы внедрения плутонов и повсеместно наблюдаются постепенные (в десятки километров) переходы плутонов во вмещающие породы. В поддержку такой точки зрения необходимо указать и то обстоятельство, что большое количество гранитных массивов в Приморье по геофизическим данным не имеет корней. Природа массивов в этом случае кроется в преобразовании первично осадочных пород и последующем застывании жидкой фазы, причем без активного участия в процессе мантийных флюидных потоков. Наши исследования указывают на управляющую роль геодинамики в структурировании интрузивов. Многие из них, независимо от возраста, содержат упорядоченные останцы, а, следовательно, формировались либо путем магматического замещения вмещающей среды, не исключая при этом явления метасоматоза, либо при участии тектонических преобразований, либо целиком за счет тектоники.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты подтвердили, на наш взгляд, необходимость структурного анализа при геологических исследованиях объектов мезоуровня, к которым относятся и интрузивы. Они показали, что главной причиной архитектурного облика Тафуинского массива является внешнее продольное латеральное сжатие ССВ направления. Силовое воздействие на структурный каркас со стороны магматического очага не расшифровывается.

Магматическое замещение протовещества произошло в разуплотненном своде антиформы. Геодинамическое структурирование этого геологического пространства обусловило развитие структурных рисунков нескольких типов.

Доинтрузивный рисунок образован в виде теневой полосчатости в гранитах при сохранении структур протокаркаса в ходе магматического замещения вмещающих пород без активного внешнего динамического воздействия с оформлением гранитовых и аплитовых обособлений.

Сининтрузивный рисунок – продукт исключительно внешнего воздействия, оформлен сопряженными сколами – разнополярными встречными надвигами, сорганизованными во вторичные складчатые формы, контролирующие пространственно гранитные и аплитовые обособления.

Установленная пошаговая трансформация ориентировки поля напряжения является свидетельством импульсного характера геодинамической активизации. Вполне вероятно, что с каждым импульсом происходило, с одной стороны, “взламывание” более ранних структурных элементов вновь образованными, с другой – тектоническое оживление прежних, т.е. весь процесс носил последовательный наложенно-унаследованный характер. Импульсным характером сжатия, возможно, определено фазовое формирование интрузива.

Сходство структурных особенностей ордовикского Тафуинского, позднерпермских Гамовского [27] и Рязановского [16], альбского Успенского [15] интрузивов, учитывая их обширные площади, заставляет предполагать значительную распространенность установленных закономерностей их геодинамического структурирования.

Расшифрованные при исследовании Тафуинского массива переориентировки сжатия, по-видимому, связаны с ротационным механизмом деформаций, обусловленных изменениями латеральных смещений Азиатского континента и (или) Тихоокеанской плиты, вызванным ускорением и замедлением вращения Земли, согласно ранее обоснованным представлениям [24].

Благодарим докторов наук С.А. Щеку и В.Г. Хомича, кандидатов наук С.О. Максимова, Б.М. Тишкина за консультации и обсуждение представленного здесь материала, А.В. Зинькова за петрографические описания. Авторы благодарны О.М. Молибог и Т.И. Карпенко за компьютерное оформление графики.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН (проект № 09-3-А-08-405).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баддингтон А. Формирование гранитных тел. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. 108 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. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 2. С. 573–981.
4. Геология СССР. Т. XXXII. Приморский край. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 696 с.
5. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 533 с.
6. Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7–25.
7. Елисеев Н.А. Структурная петрология. Л.: Изд-во ЛГУ, 1953. 309 с.
8. Коренбаум С.А., Валуи Г.А., Вржосек А.А., Горбатьюк О.В. Гранитоидный магматизм Южного Приморья // Изверженные породы Востока Азии. Владивосток, 1976. С. 57–68.
9. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
10. Магницкий В.А., Мухамедиев Ш.А., Хасанов Р.Х. О возможности плавления пород земной коры при интенсивном складкообразовании (на примере Памира) // Докл. РАН. 1998. Т. 363, № 5. С. 682–686.
11. Махлаев Л.В. Изолитогенные гранитные ряды. Новосибирск: Наука, 1987. 153 с.
12. Неволин П.Л., Мельников Н.Г., Сутурин Н.Г. О тектонике бассейна среднего течения р. Бикин (Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1988. № 2. С. 44–52.
13. 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.
14. 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.
15. Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н. Внешние поля напряжения и структуры разновозрастных интрузивов в блоках древней коры и перекрывающихся образованиях Юга Приморья // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения: Материалы научн. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск: Ин-т геологии КарНЦ РАН, 2005. С. 237–239.
16. Неволин П.Л., Уткин В.П., Кутуб-Заде Т.К. и др. Геодинамика структурирования и аспекты металлогении северной части западного Приморья // Тихоокеанский рудный пояс: Материалы новых исследований. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 278–298.
17. Парфенов В.Д. К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. 1984. № 1. С. 60–72.

18. Паталаха Е.И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, 1981. 180 с.
19. Питчер У. Теневая стратифицированность в интрузивных гранитах (обзор) // Механизмы интрузий магмы. М.: Мир, 1972. С. 103–120.
20. Райнер М. Геология. М.: Наука, 1965. 152 с.
21. Расцветаев Л.М. Некоторые общие модели дизъюнктивной разрывной деформации // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985. С. 118–126.
22. Смирнов Е.П. О роли магматического замещения при образовании гранитоидов Зауралья // Докл. АН СССР. 1974. Т. 218, № 2. С. 442–445.
23. Спенсер Э.У. Введение в структурную геологию. Л.: Недра, 1981. 367 с.
24. Уткин В.П. Обратимая трансформация шарьяжно-надвиговых и сдвиговых дислокаций окраин континентов // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249, № 2. С. 425–429.
25. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 144 с.
26. 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.
27. 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.
28. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана: Автореф. дис... д-ра геол.-минер наук. М.: ГИН, 1993. 31 с.
29. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края: Очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 68 с.
30. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ф. Области динамического влияния разломов (в результате моделирования). Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.
31. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 158 с.
32. Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. М.: Недра, 1981. 245 с.
33. Anderson E.M. The dynamics of faulting. Edinburg: Oliver and Boyd, 1951. 206 p.
34. Dunne W.M., Hancock P.L. Paleostress Analysis of Small-Scale Brittle Structures // Continental Deformation / P. L. Hancock (ed.). Oxford, New York, Seoul, Tokyo: Pergamon Press, 1994. P. 101–120.
35. Pons J., Brun J.P. Les structures internes des granitoides: tectonique et ecoulement magmatique? "7e Reun/ annu. sci. terre, Lyon, 1979". Paris. 379 p.
36. Ramberg H. Evolution of drag fold // Geol. Mag. 1963. V. 100, N 2. P. 9.
37. Ramsey J.G. Shear zone geometry: a review // J. of Structural Geology. 1980. V. 2, N 1/2. P. 8–100.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

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

Tafuinsky granite massif (South Primorye): structures and geodynamics of longitudinal compression

The basis of graphical and statistical analysis of the structural geometry of the Tafuinsky Ordovician granite massif was detailed observations and mass angular measurements of its geostructural components, such as relicts of the hosting skeleton (protoliths) and their foliation, and also shadow banding, contacts of granite and aplite bodies, taxite content, etc. The pre- and syng granite types of the geostructural pattern are distinguished which formed under the external longitudinal compression. The former type is peculiar to the trajectories of the structural elements of the protoskeleton hosting the massif, and to the shadow banding of granites oriented across the compression. The latter type is characteristic of the two main phases of the massif formation: granite and aplite. It is formed by a combination of the conjugated counter-dipping thrusts and shears controlling distribution of granite and aplite substance. The same combinations quite often form also pseudo-fold structures, which are more vivid in the control of bodies of the aplite phase. Such a structural style of syng granite deformations suggests that the dynamics of their development is similar to the pregranite ones. Both pre- and syng granite geostructural patterns demonstrate that activation of external compression was of different order and impulse characterized by certain periodicity. Incidentally, long impulses of compression are clearly correlated with the stages and phases of the massif formation, when the orientation of compression at their boundaries changed twice clockwise with an angular interval of 10°. Thus, the geodynamics of longitudinal compression is regarded as the main reason responsible for the specific features of the position and architecture of the intrusive.

Key words: the Tafuinsky granite massif, structures of the intrusive, structural patterns, stress fields, longitudinal compression, geodynamics, South Primorye.