

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗАПАДНОГО ПРИМОРЬЯ: ДИНАМИКА СТРУКТУРИРОВАНИЯ

П.Л. Неволин¹, В.П. Уткин¹, А.Н. Митрохин¹, Т.К. Кутуб-Заде²

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр. 100-лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022; e-mail: stakhor@yandex.ru

²ОАО “Приморгеология”, Океанский пр-т 29/31, г. Владивосток, 690091

Поступила в редакцию 20 августа 2011 г.

Представляются результаты исследования по динамике структурирования Западного Приморья, проведенного впервые. Путем анализа структурных парагенезов исследовались наименее изученные макро- и мезоуровни организации геологического пространства. Выявлены три последовательно наложенных друг на друга структурных плана (парагенеза), существование каждого из которых было обусловлено самостоятельным полем напряжений. Время формирования каждого такого плана составляет самостоятельный геодинамический период: позднепротерозойско-раннепалеозойский, средне-позднепалеозойский и мезозойско-кайнозойский. Ось главного сжатия в 2-х эпизодах динамической активизации позднепротерозойско-раннепалеозойского периода занимала долготное положение. Для 1-го эпизода этого периода характерно формирование надвигово-складчатого структурного рисунка. 2-й эпизод привел к наложению на этот рисунок меридиональных рифтогенных структур и, соответственно, к сбросово-раздвиговому разбиению кристаллического фундамента на преимущественно меридиональные блоки, частично совпадающие по положению с выделяемыми предшественниками террейнами. Господствовавшее в средне-позднепалеозойский геодинамический период широтное сжатие и деформации сплющивания придали опущенным и приподнятым блокам облик, соответственно, прогибов и сводов. Прогибы выполнялись палеозойскими отложениями, а в сводах исходные породы подверглись гранитизации с образованием двух сшивающих террейны гранитных комплексов. Для гранитов характерны теневые и сколовые складчатые и псевдоскладчатые формы. Мезозойско-кайнозойский период, когда действовало ССЗ сжатие, последовательно разбивается на триасово-юрский, ранне-меловой и третичный тектонические эпизоды. В течение триасово-юрского эпизода путем коробления сформировались узкие своды и прогибы ВСВ направления. Сводьы аккумулировали гранитизированные породы, а прогибы были компенсированы ранне-позднетриасовыми осадочно-вулканогенными отложениями. Таким путем оформились структурные комплексы, прошивающие и перекрывающие вкрест простирания более древние образования меридиональных блоков (террейнов). Два последующих мезозойско-кайнозойских эпизода проявились в дискретном формировании угленосных депрессий за счет ССЗ сжатия и ВСВ растяжения при наложении на продукты коробления.

Ключевые слова: динамика структурирования, структурные парагенезы, поля напряжения, геодинамические периоды, Западное Приморье, Дальний Восток.

ВВЕДЕНИЕ

Западное Приморье более полувека исследовалось многими известными геологами при геокартинге и поисках; кроме того, его строению большое внимание уделено Н.А. Беляевским [3], И.И. Берсеневым [4, 10], Н.П. Васильковским, Г.С. Гнибиденко [11] и многими другими исследователями. В результате здесь выявлены образования разного генезиса и большого возрастного диапазона, от рифей-

ских до кайнозойских, также многие минерогенические объекты. Сравнительно недавно вместо прежних структурно-формационных зон (СФЗ) – Западно-Приморской и Гродековской [13], граничащих частично по Западно-Приморскому разлому [4], выделены соответственно Лаоелин-Гродековский, Вознесенский террейны [34, 35]. Западно-Приморская зона, или Лаоелин-Гродековский террейн, принадлежит Цилинь-Лаоелинской складчатой системе [16],

разделяющей Китайский щит и Ханкайский массив. Гродековская зона с Вознесенской подзоной, представляющие собой перекрытую палеозойскими осадками окраину Ханкайского массива, объединены в Вознесенский террейн. Существуют два разных подхода в оценке природы Ханкайского массива [14]. Согласно первому, Ханкайский массив – это осколок активизированной в силуре Китайской платформы [14, 31 и др.]. По второму – это ядро роста континентальной коры [6, 11, 19, 21]. Хотя дискуссия между приверженцами этих двух подходов и другая, менее значимая полемика в итоге уходила в область тектоники, результаты структурных наблюдений в обсуждения обычно не вовлекались.

Самые последние сведения по стратиграфии, магматизму, металлогении и геохронологии Западного Приморья получены в ходе геологического доизучения площадей L-52-XXX и XXXVI в масштабе 1: 200 000 (ГДП-200) (Кутуб-Заде и др., 2010 г.) (рис. 1, 2). В настоящей статье обсуждаются результаты исследования формирования структуры этой территории. Преимущественно исследовалась структурная организация геопространства на макро- и мезоуровне. Кроме указанных, мы еще обозначаем микроуровень и мегауровень. Микроуровень изучается с помощью приборов; макро – наблюдается в скальных выходах, предмет мезоуровня – анализ крупно- и мелкомасштабных карт разной геологической специализации. Изучение мегауровня основано на системе глобальных методов. Такой уровневый ряд принципиально согласуется с теоретической системой структурной организации литосферы [8, 9].

Методика проведенных нами исследований основана на трудах многих исследователей структурно-тектонических школ. Главной методической основой стало изучение структурных рисунков и парагенезов – прямых динамических индикаторов [7, 20]. Под структурным парагенезом нами вслед за [7, 20] понимается узор, составленный структурными элементами – производными одной динамической причины. Структурный рисунок может быть образованным одним или несколькими парагенезами. Стоит напомнить, что часто используемые в анализе сопряженные сколы возникают под воздействием сжатия или растяжения как системы пересекающихся субсинхронных [36] разрывов-трещин [33, 40]. При пересечении сколов образуются две пары накрест лежащих двугранных углов. 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 назван углом скола или скальвания – θ , а 2θ – угол сопряжения. В условиях хрупкой деформации

θ не превышает 45° . Однако при пластическом скальвании, характерном, например, для условий средних глубин коры – мезозоны [27], угол θ может достигать $70-80^\circ$ [33]. Минимальное сжатие – σ_3 – направлено также по биссекторной плоскости, но другой пары накрест лежащих углов. Ось среднего сжатия – σ_2 – при этом параллельна линии сопряжения. По углам сопряжения, ориентировкам сколов и их надвиго-взбросовым кинематическим характеристикам определяется направление осей главных нормальных напряжений сжатия – $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$. К символам осей мы добавляли геохронологический индекс.

Парагенезы и рисунки изучались графическим, статистическим и натурным методами. Графический заключается в составлении и анализе карт, планов и разрезов. Статистический обеспечивает восстановление модельных парагенезов в стереографических проекциях [30]. Способы статистического анализа всесторонне обобщены в работе [37]. Наши статистические модели представлены в виде диаграмм на стереографической сетке Вульфа (верхняя полусфера) по массовым замерам ориентировок структурных элементов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ: ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПЕРИОДЫ И ДИНАМИКА СТРУКТУРИРОВАНИЯ

Опорные характеристики структуры и структурообразующих полей напряжения приводятся нами в последовательности их эволюции. Строение района состоит из трех последовательных структурных планов (рис. 1, 2), каждый из которых обусловлен самостоятельным полем напряжений [23, 39]. Геохронологический отрезок формирования каждого плана именуется *геодинамическим периодом*. Выделяются протерозойско-раннепалеозойский, средне-позднепалеозойский и мезозойско-кайнозойский периоды. В каждом периоде с разной долей уверенности расшифровываются 2–3 *эпизода* активизации, которые, в свою очередь, дробятся на временные *интервалы*, состоящие из *импульсов* еще более высоких порядков.

Протерозойско-раннепалеозойский геодинамический период. Для него в регионе характерна *меридиональная ориентировка оси максимального сжатия σ_1^{PR}* . Период подразделяется на два динамических эпизода активизации сжатия.

Первый эпизод активизации сжатия – время структурирования метаморфического основания. Структурные парагенезы, производные первого периода, сохранились в крупных и мелких останцах рифейско-кембрийских пород (рис. 1, 2). Наиболее крупные (до нескольких десятков км²) метаморфические массивы закартированы в северо-западной ча-

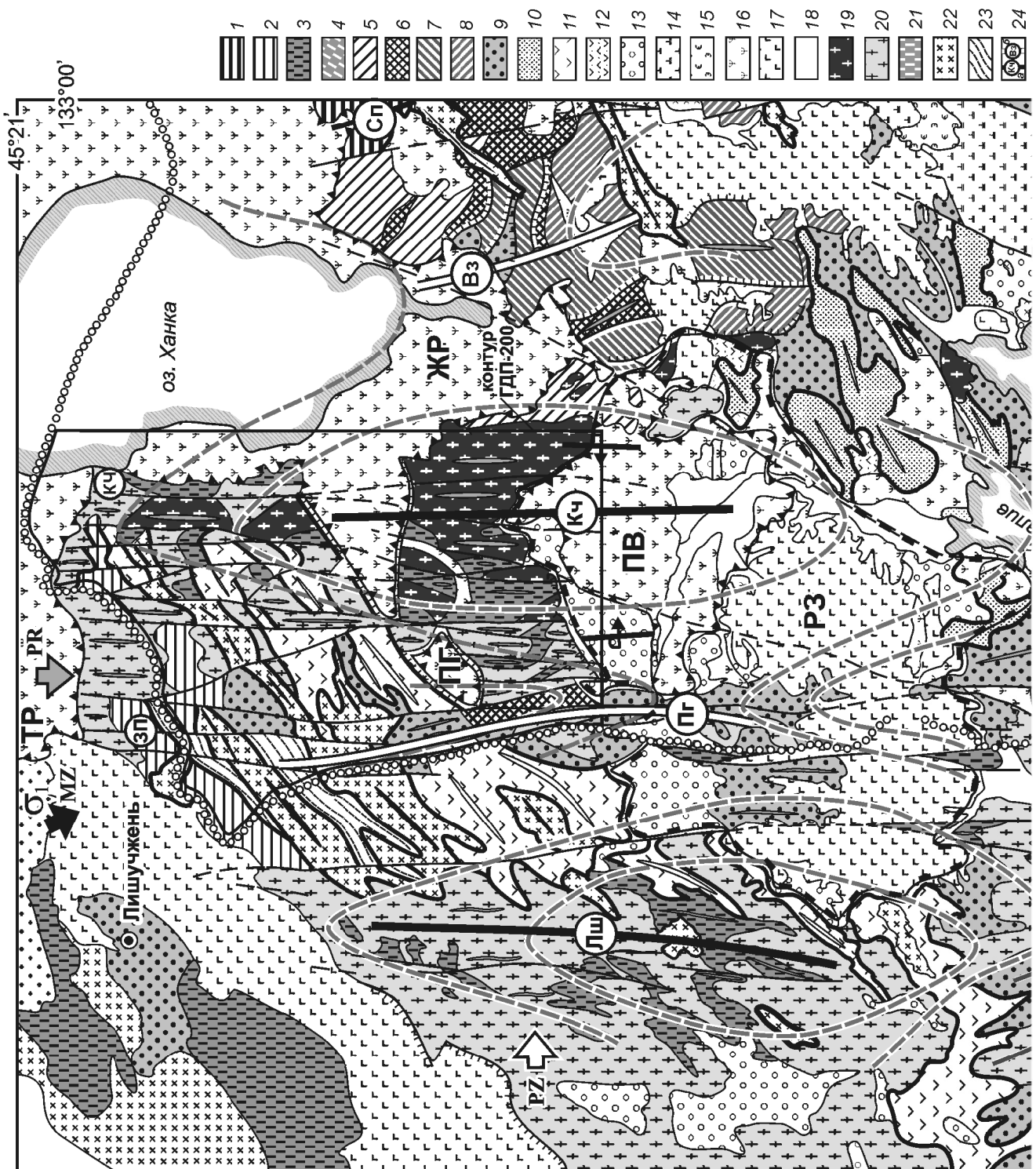
сти площади (блоки I и II на рис. 2). Первый (I) сложен кембрийскими метапелитами, второй (II) – рифейскими полосчатыми габбро-гранито-гнейсами. Стиль структурного рисунка обоих блоков отражают диаграммы ориентировки полосчатости (рис. 3А, Б). На них изолинии вокруг главных максимумов (I и V) образуют вытянутые полосы, тяготеющие к экваторам главных поясов (1). Расположение поясов указывает на складчатый тип распределения полюсов полосчатости среди доминирующих структурных рисунков. Причем асимметрия складчатых форм, заметная по преобладающей концентрации полюсов в одном из максимумов (I), свидетельствует о вергентном в северном направлении стиле пликативных деформаций. Этот рисунок сходен с рисунком диаграммы ориентировки аналогичных элементов, расположенных в самых крупных в Приморье выходах ханкайского фундамента на дневную поверхность – в окнах Матвеевско-Нахимовского террейна (рис. 1-Б, 3В). Отраженный на диаграммах стиль парагенезов мелких складок подтверждается и прямыми наблюдениями их в коренном залегании во всех трех упомянутых блоках. Показательно, что такие же ориентировка и стиль складчатых парагенезов наблюдались и в обрамленных гранитами мелких останцах (десятки и сотни м²) древних габбро-гранито-гнейсов, диорито-гранито-гнейсов, метапелитов, мраморизованных известняков (рис. 4). Отсюда следует важный вывод о том, что даже мелкие блоки-останцы не претерпели значимых изменений ориентировки и конфигураций структурных рисунков при последующих дислокациях. Их дислокационный узор, несомненно, отвечает наиболее типичному структурному рисунку Ханкайского массива. Поэтому восстановление полей напряжения досреднепалеозойского геодинамического периода по структурным рисункам останцов представляется корректным. Оно указывает на субмеридиональную доминанту направления сжатия σ_1^{PR} этого периода. Направление оси среднего напряжения – σ_2^{PR} – многими обсуждаемыми ниже признаками определяется как пологое, восток-северо-восточное, особенно наглядно оно отражено положением осей поясов (1) на диаграммах (рис. 3А, Б). Соответственно, ось минимального напряжения σ_3^{PR} занимает субвертикальное положение.

Второй эпизод активизации сжатия позднепротерозойско-раннепалеозойского геодинамического периода определил начало дезинтеграции кристаллического основания с заложением рифтогенных впадин. Впадины, ставшие прообразом Пограничного, Вознесенского и других прогибов, определены участками растяжения (рис. 1А, 2). Разделяющие их приподнятые блоки ориентированы длотжно и зако-

номерно для позднепротерозойско-раннепалеозойского регионального поля напряжения – параллельно оси главного нормального сжатия и плоскости $\sigma_1\sigma_2$. Также ориентированы и приподнятые блоки, разделенные впадинами. Впадины выполнены стратифицированными образованиями. Примечательно, что Вознесенская впадина представлена кремнисто-карбонатно-вулканогенно-терригенными комплексами почти всего палеозоя, кроме ордовика (рис. 1), а в Пограничной сосредоточены лишь силурийские и пермские стратифицированные образования (рис. 2, 5), причем перерыв между разновозрастными отложениями весьма слабо выражен структурно и стратиграфически. Причины различия кроются, возможно, в многочисленных надвигах западной вергентности, охвативших Пограничную структуру. В результате дезинтеграции растянутый и рассеченный сбросами фундамент приобрел мозаичное строение, что косвенно подтверждается высокоградиентными клиновидными аномалиями поля силы тяжести, ограниченными линейными уступами [18].

Скорее всего, именно во время второго эпизода заложились основные парагенезы разрывного каркаса, сыгравшие существенную роль в дезинтеграции кристаллического основания. Так, формирование упомянутых выше рифтогенных впадин должно было сопровождаться развитием протяженных долготных сбросов. На их фоне велика вероятность проявления динамопары СВ левых сдвигов и СЗ правых сдвигов. В последующее время разрывы указанных кинематических типов неоднократно подновлялись и трансформировались.

Средне-позднепалеозойский геодинамический период. Структурный план периода в строении Западного Приморья хорошо выражен. Главной структурообразующей причиной этого периода послужили *субширотное сжатие* – σ_1^{PZ} – и инициированная им деформация сплющивания. В условиях сплющивания (которое проявилось в виде коробления, смятия, кливажа, разгнейсования) заложенные до среднего палеозоя *рифтовые депрессии* и приподнятые между ними блоки древних пород, ориентированные по нормали к максимальному *субширотному* сжатию σ_1^{PZ} , приобрели контрастирующие формы сводов и прогибов. На изученной площади выделены Качалинский свод и Пограничный прогиб (рис. 2), а также расположенные в обрамлении изученной площади Лишучженский, Спасский своды и Вознесенский прогиб. В отрицательных морфоструктурах по мере их формирования накапливались и деформировались осадочные комплексы, а своды оказались магмовещающими структурами. Морфоструктуры 1-го порядка осложнены парагенезами 2–5-го порядков.



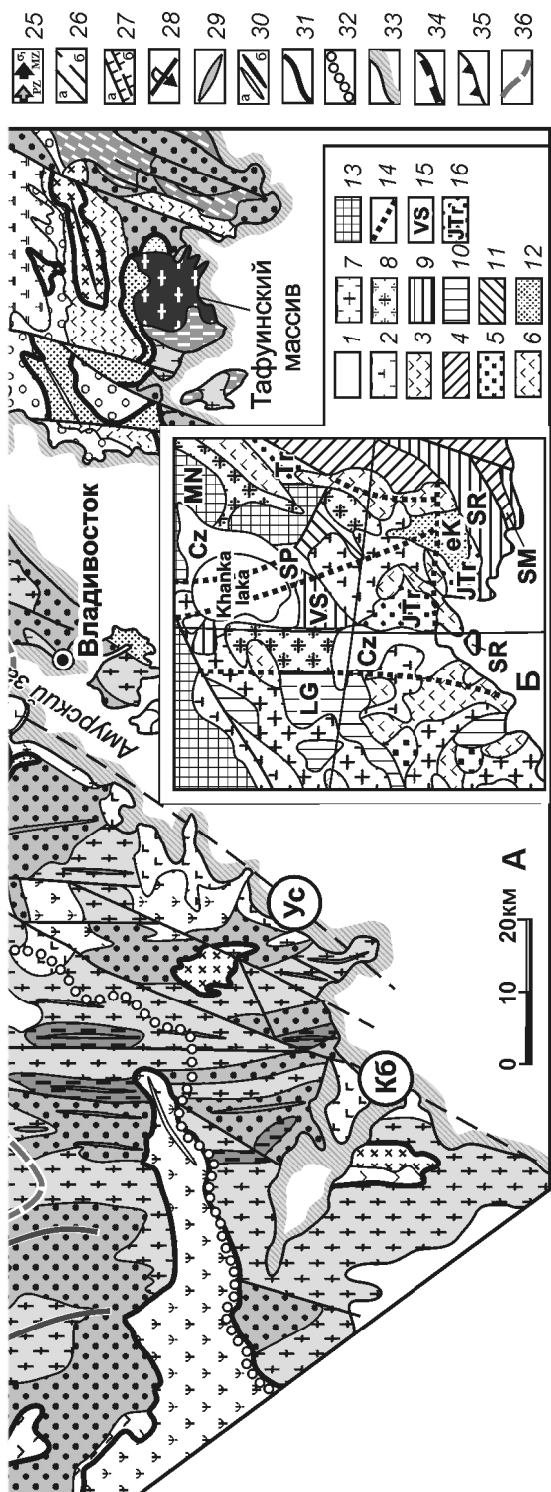
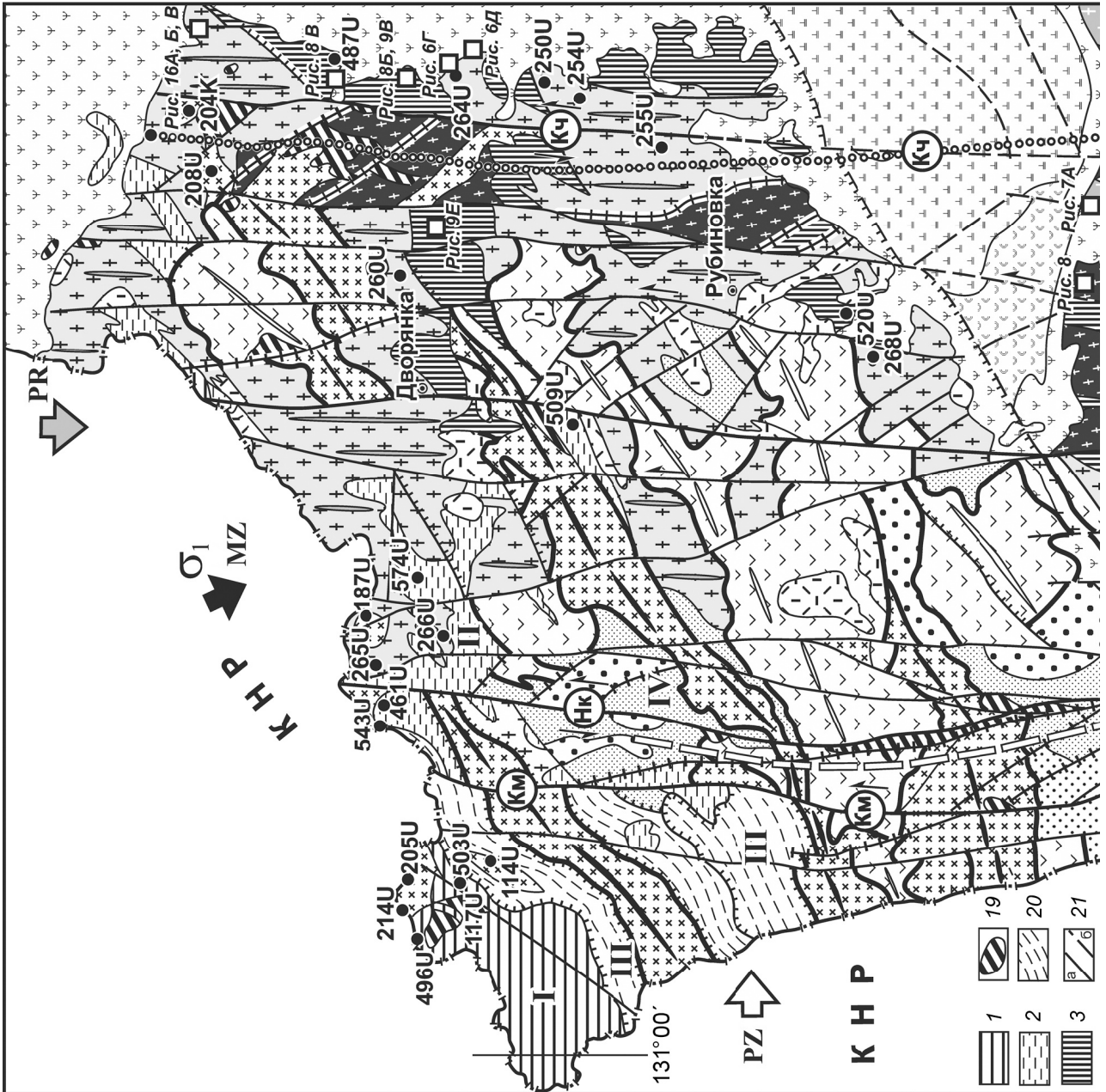


Рис. 1. Структурно-динамическая карта-схема южного обрамления Ханкайского массива. Составлена П.Л. Невוליным по материалам Г.С. Белянского и др. (2006 г.), Т.К. Кутуб-Заде и др. (2002, 2010 гг.), [15] и собственным наблюдениям (А).

1–3 – блоки (останцы) рифейско-кембрийских кристаллических пород; 1 – гранитоиды, 2 – метателиты и габрогранейсы, 3 – габро-, диорито-, гранитоиднейсы; 4 – рифейско-кембрийские сергеевские габроиды; 5–9 – палеозойские стратифицированные образования: 5 – кембрийские карбонатно-терригенные, 6 – силурийские кремнисто-вулканогенно-терригенные, 7 – девонские вулканогенные основного-среднего состава, вулканогенно-карбонатно-терригенные, 8 – каменноугольные, преимущественно вулканогенные кислого состава, туфы, туфокогломораты, 9 – пермские карбонатно-терригенные, вулканогенные среднего и кислого состава; 10–15 – мезозойские стратифицированные образования: 10 – триасовые алевролит-песчаниковые в т.ч. угленосные, 11 – триасовые вулканогенные кислого-среднего состава, 12 – юрские песчаниково-алевролитовые, 13 – раннемеловые алевролит-песчаниковые угленосные, 14 – ранне-позднемеловые вулканогенно-осадочные, 15 – позднемеловые вулканогенные кислого состава; 16–18 – кайнозойские отложения: 16 – третичные осадочные угленосные, 17 – платобазальты, 18 – четвертичные отложения; 19–22 – интрузивные образования: 19 – венд-ордовикские биотит-роговообманковые граниты, 20 – пермские роговообманковые гранодиорит-граниты, 21 – пермские (?) габро, габродiorиты, 22 – мезозойские граниты нерасчлененные; 23 – триасовый кинематический комплекс; 24 – оси антиформных сводов (а) (Лш – Личуженского, Кч – Качалинского, Сп – Спасского) и синформных прогибов (б) (Пг – Пограничного, Вз – Вознесенского), производных палеозойского широтного сжатия; 25 – направление сжатия геодинамических периодов; PR – протерозойско-раннепалеозойского, PZ – средне-позднепалеозойского, MZ – мезозойско-кайнозойского; 26–27 – разрывные структуры (пунктир – предполагаемые, в т.ч. под кайнозойскими отложениями); 26 – левосторонние сдвиги, (ЗП – Западно-Приморский, КЧ – Качалинский, КБ – Кубанский), 27 – надвиг; 28 – общая ориентировка подвнутренних крыльев Качалинского свода; 29 – оси складчатых и псевдоскладчатых форм в мезозойских образованиях; 30 – оси мезозойских сводов (а) и прогибов (б) складок; 31 – границы триасовых образований, локализованных в дискордантных сводах и прогибах; 32 – госграница России с КНР и КНДР; 33 – береговая полоса; 34–35 – ориентировочные контуры обсуждаемых впадин: 34 – раннемеловых (PЗ – Раздольненской), 35 – кайнозойских (ТР – Туригорской, ЖР – Жариковской, ПВ – Павловской, РЗ – Раздольненской); 36 – предполагаемые контуры сводов и прогибов в плане.

Террейны, сшивающие и перекрывающие комплексы юга Приморья (по [34, 35]) (Б).

1–6 перекрывающие образования: 1 – кайнозойские, 2 – мезозойские вулканические, 3 – позднеальпийско-палеогеновые субдукционные, 4 – аккреционных призм позднего альба-палеогена, 5 – турбидитовых бассейнов юры, 6 – позднеремские субдукционные; 7–8 – коллизионные граниты; 7 – мезозойско-кайнозойские, 8 – додевонские; 9–13 – террейны: 9 – кембрий-раннеордовикских окраинно-континентальных вулканических и плутонических дуг, 10 – островных дуг раннего силура, 11 – докембрийских активных континентальных окраин, 12 – турбидитовых бассейнов раннего мела, 13 – блоки кристаллического основания; 14 – предполагаемые границы террейнов под перекрывающими комплексами; 15 – индекс террейна: MN – Матвеевско-Нахимовский, LG – Лаолин-Гродековский, VS – Вознесенский, SP – Спасский, SR – Сергеевский, SM – Самаркинский; 16 – возраст перекрывающих образований: JTG – триас-юрских, eK – ранне-позднемеловых, Cz – кайнозойских.



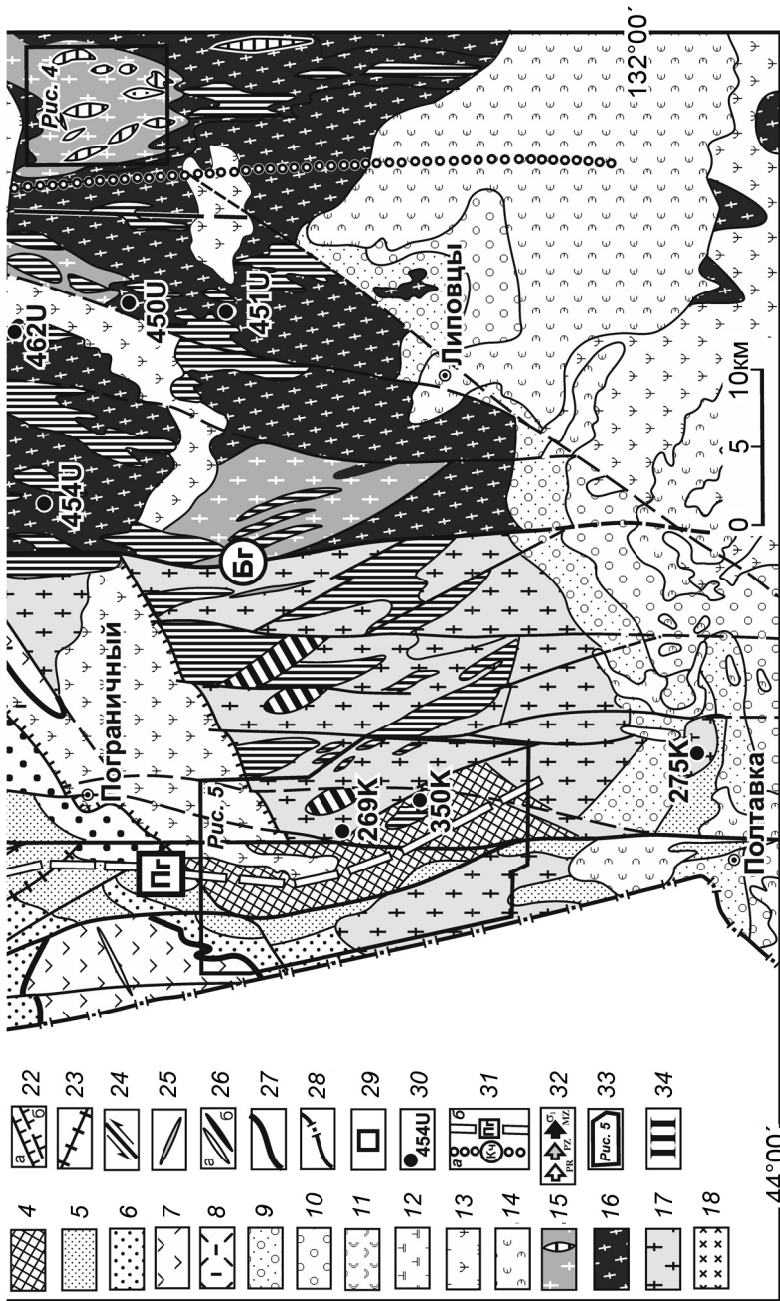


Рис. 2. Структурно-динамическая карта-схема приханкайского фрагмента пограничной полосы Западного Приморья. Составлена П.Л. Невוליным по материалам Т.К. Кутуб-Заде и др. (2006, 2010 г.) и собственным наблюдениям.

1–3 – блоки-останцы древних рифейско-кембрийских метаморфических пород; 4 – метapelитов, 2 – гранито-габбро-гнейсов, 3 – метapelитов и габбро-гранитогнейсов, преобразованных в палеозойский геодинамический период; 4 – силурийские кремнисто-вулканогенно-терригенные образования; 5 – нижне-среднепермские терригенные отложения; 6 – среднепермские вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения; 7–8 – триасовые вулканы среднего состава; 7 – стратифицированные, 8 – экструзивные; 9–10 – нижнемеловые угленосные отложения; 9 – существенно песчаниковые, 10 – существенно алевролитовые; 11–14 – третичные угленосные отложения; 11 – палеогеновые, 12 – нижнеогеновые, 13 – среднеогеновые, 14 – верхнеогеновые; 15–19 – интрузивные образования; 15 – вендские (?), 16 – ордовикские биотит-роговообманковые гнейсограниты, 17 – пермские роговообманковые гнейсограниты с включениями останцов мраморизованных известняков, 18 – мезозойские граниты нерасчлененные, 19 – меловые гранит-порфиры; 20 – триасовый кинематический комплекс: слюдяные сланцы; 21–24 – разрывные нарушения (пунктир – предполагаемые, в т.ч. и под рыхлыми отложениями); 21 – с неопределенным направлением смещения, 22 – надвиги и взбросы, 23 – разрывы растяжения, сбросы, 24 – сдвиги, утолщенный контур – крупные (Км – Каменшинский, Нк – Николаевский (оба ограничивают зону регионального Западно-Приморского разлома), Бг – Богуславский, Кч – Качалинский); 25 – оси складчатых и псевдоскладчатых форм в домезозойских образованиях; 26 – оси мезозойских антиформных (а) и синформных (б) складок; 27 – границы интрузивных и стратифицированных триасовых образований, локализованных в дискордантных сводах и прогибах; 28 – госраница Россия – КНР; 29 – точки фотографий и номера их в тексте; 30 – определения абсолютного возраста (U – уран-свинцовые, К – калий-аргоновые); 31 – оси антиформного свода Качалинского – Кч (а) и синформного прогиба Пограничного – Пг (б), производных палеозойского широтного сжатия; 32 – направление сжатия геодинамических периодов: PR – протерозойско-среднепалеозойского, PZ – средне-позднепалеозойского, MZ – мезозойско-кайнозойского; 33 – пункты рисунков по тексту, согласно номерам; 34 – номера блоков древних пород, для которых составлены диаграммы (рис. 3).

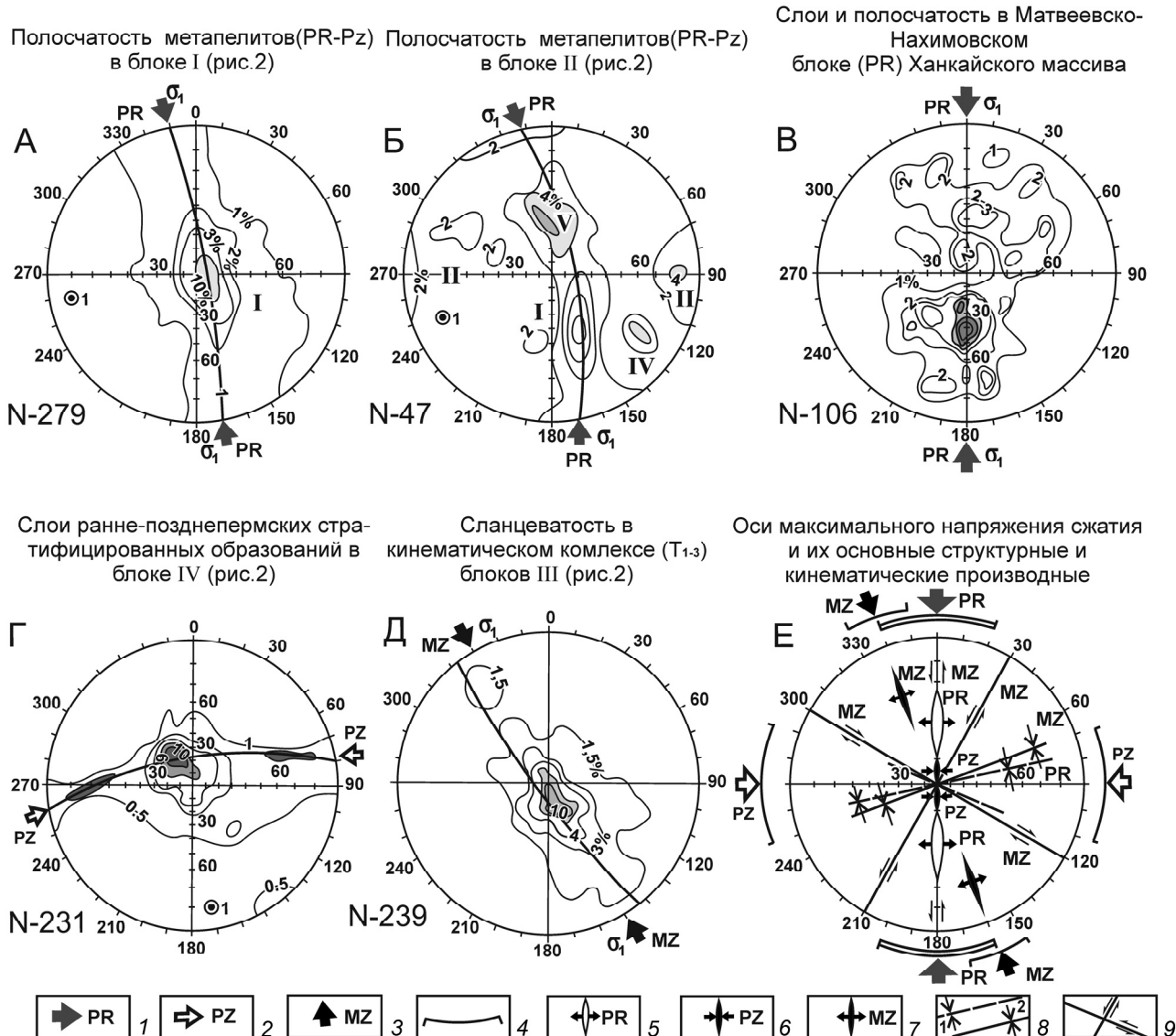


Рис. 3. Диаграммы ориентировки структурных и геодинамических элементов (сетка Г.В. Вульфа, верхняя полу-сфера).

1-3 – максимальное сжатие в геодинамические периоды: 1 – позднепротерозойско-раннепалеозойский, 2 – средне-позднепалеозойский, 3 – мезозойско-кайнозойский; 4 – сектор возможных вариаций ориентировки сжатия; 5-9 – ориентировка рассматриваемых в тексте структур разной динамической нагрузки: 5 – позднепротерозойско-раннепалеозойских структур растяжения, 6 – средне-позднепалеозойских структур сжатия, 7 – мезозойско-кайнозойских структур растяжения, 8 – раннепалеозойских (1) и мезозойских (2) структур сжатия, 9 – мезозойских структур тангенциальной сдвиговой нагрузки (пояснения в тексте).

В рассматриваемом геодинамическом периоде можно выделить два эпизода активизации: ордовикский и силурийско-пермский, правда лишь по абсолютным датировкам гранитов. Структурно же эти эпизоды почти не выражены. В **первый и второй эпизоды** при доминанте сплющивания, надо полагать, сформировалась вся основная палеозойская сводово-прогибовая структура региона, а во **второй** – еще и осложняющие ее средние и мелкие структурные парагенезы, особенности которых отражены

непосредственно в строении отдельных прогибов и сводов.

В **Пограничном прогибе** аккумулярованы силурийские, ранне- и позднепермские вулканогенно-осадочные образования. В целом прогиб имеет асимметричную, вергентную к северо-западу форму, осложненную складками более высоких порядков, сопровождаемых соскладчатыми надвигами и взбросами. К ним относятся Каменушкинский и Николаевский разломы, составляющие зону Западно-Приморского разлома.



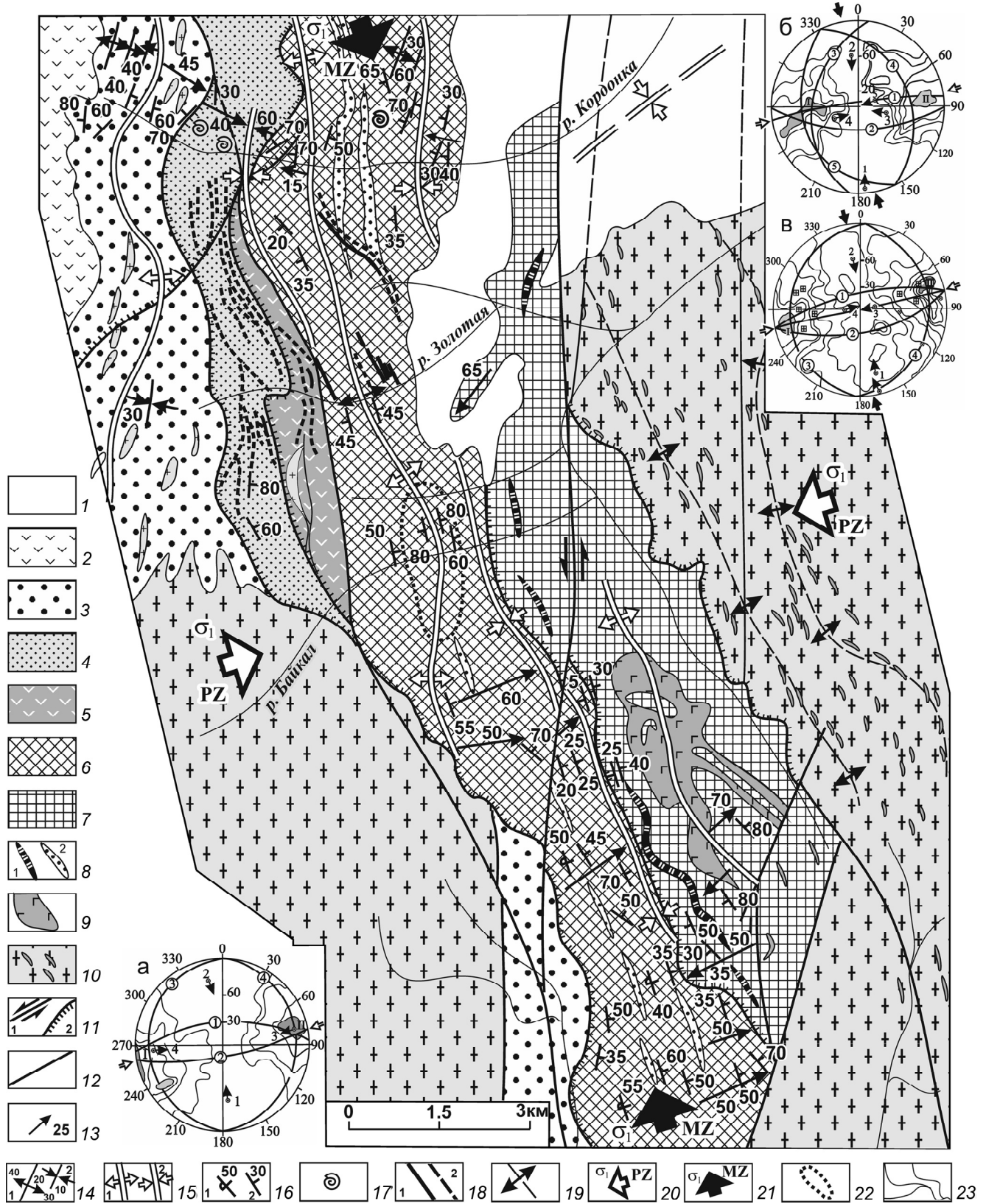
Рис. 4. Останцы мраморизованных рифейских (?) известняков среди разгнейсованных вендских (?) гранитов. Схема составлена по материалам М.Д. Рязанцевой (1970 г.).

1 – останцы мраморизованных известняков, их теневые контуры и ориентировка слоистости; 2 – милонитизация в известняках; 3 – предполагаемые траектории теневых структур – милонитизации в известняках и гнейсоватости в гранитах – и их ориентировка; 4 – гнейсограниты; 5 – четвертичные отложения; 6–7 – предполагаемые оси складчатых форм, производных латерального сжатия: 6 – субмеридионального сжатия σ_1^{PR} , 7 – субширотного сжатия σ_1^{PZ} ; 8 – ориентировка гнейсоватости (1), слоистости (2); 9 – направление сжатия протерозойско-раннепалеозойского (1) и средне-позднепалеозойского (2).

Участвующие в строении Пограничного прогиба складчатые формы более высоких порядков имеют ширину от нескольких сотен метров до одного километра и образуют главный стиль структурного рисунка прогиба (рис. 2, 5). Одна из них – Кордонкинская антиклиналь 2-го порядка – занимает среднюю часть Пограничного прогиба (рис. 5). Ядро складки сложено силурийскими породами, а крылья – пермскими. Западное крыло складки, опрокиннутое, представлено наиболее полным набором стратифицированных образований перми, а восточное крыло, залегающее нормально, – неполным, поскольку сильно деформировано надвигами. Крылья Кордонкинской антиклинали сопровождаются складчатыми парагенезами третьего, четвертого и пятого порядков – продуктами, вероятно, второго эпизода активизации. Складки третьего (шириной до 100 м), четвертого (до 10 м) и пятого (до 0–3 м) порядков конформны между собой, что отражено в постоянстве отношения их высоты к ширине $\approx 1.5:1$. Соответственно, крутизна крыльев – средняя и высокая. Среди осложняющих складок доминируют линейные субмеридиональные с пологими шарнирами, асимметричные с опрокидыванием на запад, нередки и изоклиналильные формы. В раннесилурийской кордонкинской свите (рис. 5а) и в породах перми доминируют падения крыльев на восток, вопреки обратному стратиграфическому наращиванию, что является следствием доминанты надвиговых смещений по пологим и сред-

ней крутизны субмеридиональным разрывам. Соответственно, осевые поверхности второстепенных складок падают преимущественно на восток, изредка на запад и вертикальны. Причем зеркала более мелких складок согласуются с ориентировкой крыльев более крупных форм, а стили мелких складок согласуются и подчинены доминирующим надвигово-взбросовым субмежслоевым движениям на крыльях. Зачастую зеркала складок совпадают с мелкими надвиговыми разрывами. Именно об этом свидетельствует совпадение положения главных максимумов на диаграммах (рис. 5а, в). Слои казачкинской свиты смяты в целом в изоклиналильные складки, судя по симметричному распределению полюсов слоистости на диаграмме (рис. 5б). Складки нередко сопровождаются квиважом осевой плоскости, переходящим в сланцеватость, плейчатость. Поверхности сланцеватости часто милонитизированы и покрыты корками хлорит-гидрослюдисто-серицитового материала.

Вознесенский прогиб по характеру структурирования сходен с Пограничным. Он имеет такое же меридиональное простирание, кроме того, в нем долготно ориентированы и обособления стратифицированных палеозойских комплексов. Эти образования специально в структурном отношении не изучались, однако анализ ориентировок слоистости показывает, что, в противовес Пограничному прогибу, он имеет в целом симметричное строение почти правильной синклинали.



Качалинский свод расположен между Пограничным и Вознесенским прогибами. Свод длительно трассируется метаморфизованными обособлениями досилурийских образований, расположенными среди гранитов. Если бы не доминанта явного сплющивания, то по эллипсоидной форме его можно было бы назвать гранитогнейсовым куполом. Однако все парагенезы указывают на латеральный, а не на вертикальный тип максимального сжатия, поскольку при образовании купола максимальное сжатие должно быть вертикальным. Проникавшее интрузивное вещество не имело структурообразующей силы, а лишь замещало, гранитизируя, разуплотненные в сводах досилурийские породы.

Гранитизация в Качалинском своде привела к формированию Гродековского батолита силурийского возраста, имеющего весьма закономерную подковообразную конфигурацию, замыкающуюся по направлению предполагаемого погружения Качалинского свода к северу (рис. 2).

Границы между разновозрастными гранитами весьма нечетливы. По U-Pb датировкам цирконов выделены обособления ордовикских и позднепермских гранитов. Некоторые же ареалы гранитов несут в себе аномально высокую степень разгнейсованности, что позволяет говорить даже о возможном их вендском возрасте (рис. 2). Примечательно, что в гранитах визуально фиксируются парагенезы складчатого облика, *первичные* и *вторичные*.

Первичные – проявлены в виде теневых узоров, лучше заметных на выветрелой поверхности обнажений. “Тени”, вероятно, остались от структурных форм протопород при гранитизации (рис. 6А, Б). На свежих срезах они подтверждаются пунктирной по-

лосчатостью, обозначенной траекториями согласно вытянутым темноцветным минералам. Теневые складки – многопорядковые. Причем даже в одном коренном обнажении можно обнаружить до 5 и более осложняющих порядков, вплоть до микроскопического (рис. 6Б). Эти мельчайшие складки, проявленные в слое желтовато-серых метапелитов (?), удивительно конвергентны крупным формам. В ядрах теневых складок протопороды часто наименее изменены и образуют в гранитах длительно вытянутые пологие сигарообразные формы, визуализирующие собой пологие средние оси напряжений и деформаций – σ_2^{PZ} . Протопороды, слагающие такие ядра, имеют достаточно пестрый облик дислоцированных метаморфитов (рис. 6А, Б). На крыльях теневых складок иногда проявлена теневая уже макрополосчатость в гранитах, “слой” которой нередко визуально воспринимаются не иначе как гранитизированные элементарные флишевые ритмы.

Вторичные псевдоскладки – более поздние. Главное отличие их от первичных в том, что они заложены по системам сближенных встречных надвигов. Поэтому часто крылья псевдоскладок либо плоскостные, либо выражены поверхностями в виде ломаных плоскостей. Часть псевдоскладок, узоры которых обозначены жильным кварц-полевошпатовым материалом, наложилась на первичные формы, не искажая их конфигурацию. Примеры таких складок разных масштабов приведены на рис. 6Е, 7А, 7Б, 8. На рис. 6Е сколовая псевдоскладка обозначена аплитами в пермских гранитах. Она образована двумя сопряженными сколовыми системами. Восточное крыло складки пологое плоскостное, западное – крутое, выражено искривленной ломаной линией. Сопряже-

Рис. 5. Тектонические структуры Софье-Алексеевского участка и динамика их образования. Составлено П.Л. Неволиным по материалам А.Т. Кандаурова и др. (1984 г.).

1 – кайнозойские отложения; 2 – триасовые риолиты, дациты, андезиты, трахириолиты, туфы всех этих разновидностей; 3 – среднепермские туфы риолитов, андезитов, песчаники, алевролиты барабашской свиты; 4 – ниже- и среднепермские углестые алевролиты, песчаники решетниковской свиты; 5 – нижепермские риолиты, туфы риолитов, песчаники казачкинской свиты; 6 – нижнесилурийские преимущественно песчаники, гравелиты, базальты верхнекордонкинской подсвиты; 7 – нижнесилурийские углестые алевролиты, кремнисто-глинистые сланцы, базальты, туфы андезитов, линзы кремней ниже- и среднекордонкинской подсвиты; 8 – линзы кремней (1), конгломератов (2); 9 – позднепермские габбро; 10 – позднепермские среднезернистые граниты рязановского комплекса с включениями протопород габброидного фундамента (?); 11 – сдвиги (1), надвиги и взбросы (2); 12 – разломы неясной кинематики; 13 – участки разрезов с доминирующим однополярным падением слоев (цифры – угол падения); 14–15 – оси антиформных (1), синформных (2) складок (цифры – углы падения крыльев): 14 – мелких, 15 – крупных; 16 – ориентировки слоев: опрокинутых (1), с неопределенным и нормальным положением подошвы и кровли (2); 17 – находки ископаемой фауны; 18 – рудные тела: установленные (1), предполагаемые (2); 19 – оси предполагаемых теневых антиформных складок в гранитах; 20–21 – направление регионального сжатия: 20 – позднепалеозойского, 21 – мезозойского; 22 – осложненные мелкой складчатостью области замыкания крупных складок; 23 – основные водотоки.

Диаграммы ориентировки структурных элементов (сетка Г.В. Вульфа, верхняя полусфера): а – слоистости и сланцеватости в породах кордонкинской свиты – 345 замеров, б – слоистости и сланцеватости в породах казачкинской свиты – 207 замеров; в – разрывов и даек (квадратик) – 307 замеров.

ние крыльев сглажено и выглядит, как шарнир. На эту псевдоскладку дискретно наложены еще две системы сопряженных сколов, которые сформированы полями напряжения с близкой ориентировкой осей. При этом наложенные сколы закономерно смещают аплиты восточного крыла складки по типу взбросов. Угол сопряжения каждой наложенной сколовой системы более 90° , что свидетельствует о механизме пластического скалывания. Другими словами, более ранний – “складчатый” – сколовый парагенез и наложенные сколовые парагенезы образовались в нежесткой среде. Знаковый момент состоит в одинаковых – меридиональных – ориентировках средней оси деформации σ_2^{PZ} , отраженной, по крайней мере, тремя разными признаками – шарниром складки и линиями пересечения двух систем наложенных сопряженных сколов. В этом мы усматриваем дробную пульсационность воздействия сжимающих напряжений. В других случаях мелкие, вероятно сколовые, складки, выраженные аплитами, осложняют структуру и кембрийских метаосадочных образований (рис. 8А). Формы мелких складок геометрически и динамически подобны формам крупных складок, одна из которых проиллюстрирована коллажем фотографий карьера в ордовикских гранитогнейсах (рис. 7). На фотографиях стенок и плане карьера по траекториям гнейсоватости и такситовости видна вергентность складчатых форм, осложняющих свод более крупной антиформы. При этом однозначно определяются встречные движения по надвигам, сопровождающим крылья.

Другими словами, мы наблюдаем в гранитах типичный складчато-надвиговый парагенез, пусть фрагментарно, но хорошо увязывающийся в складчатую форму продольного сжатия. Вероятнее всего эти структуры формировались почти синхронно с гранитизацией, хотя, возможно, некоторые складки были и теньевыми, поскольку наблюдаются изогнутые “слои” гранитов.

Гнейсоватость и кливаж, подчеркивающие динамику широтного сжатия, достаточно широко распространены. Причем они не являются показателями возраста гранитов, а зависят преимущественно от характера, прежде всего интенсивности, полей напряжения. Гнейсоватость выражена линейризованными агрегатами кварца, полевых шпатов, плагиоклазов и темноцветов. Причем различается разная степень их линейной упорядоченности. Надо отметить, что удлинения кристаллов преимущественно субгоризонтальны и имеют долготное направление, следовательно, они примерно согласуются со средними осями деформации σ_2^{PZ} , установленными по другим признакам. Более того, во многих случаях независи-

мо от степени гнейсоватости в одном из трех ортогональных сечений (плоскость *ac*, индекс по Б. Зандеру, или иначе, плоскость, в которой расположены σ_1^{PZ} и σ_3^{PZ}) Б. Зандера порода имеет обычную гранитную, а не гнейсоватую текстуру. Отсюда вывод: совпадение линейностей кристаллических агрегатов с осью σ_2^{PZ} , которая фиксируется и другими элементами структуры, свидетельствует о тектонической природе гнейсоватости. Плюс ко всему, гнейсоватость зачастую сопровождается синхронным кливажем (рис. 7Б), сформированным по типу деформации чистого сдвига. Линии сопряжения его трещин опять-таки согласны с положением средней оси деформации σ_2^{PZ} .

Мезозойско-кайнозойский геодинамический период связан с региональным сжатием σ_1^{MZ} *северо-северо-западного направления*. Такие динамические условия соответствуют хорошо изученному левостороннему сдвиговому режиму, свойственному Востоку Азии в мезозое–кайнозое [38]. Элементами первого порядка стали триасово-юрские своды и прогибы, мел-кайнозойские угленосные депрессии ВСВ простираются. В рамках периода выделены три эпизода активизации сжатия: триасово-юрский, меловой, третичный, маркированные вполне надежными стратиграфическими реперами. Особенность проявления сдвигового режима в том, что в пределах каждого из трех динамических эпизодов расшифровываются по два пика – коробления и сдвигания. Причем доля сдвиговой динамики в содержании эпизодов увеличивается с омоложением тектонических событий.

В начале *триасово-юрского эпизода* преобладало коробление. Благодаря этому сформировались чередующиеся *антиформные своды и синформные прогибы первого порядка*, они под крутым углом пересекают ранние меридиональные структуры, протягиваясь на восток-северо-восток на 35–40 км при ширине 3–5 км (рис. 2). Эти формы хорошо картируются, поскольку прогибы выполнены триасовыми риолитами–андезитами, а своды – поздне триасовыми и ранне-юрскими гранитами. Вулканыты в прогибах смяты в продольные асимметричные складки шириной до первых сотен метров. Шарниры их погружаются полого ($5\text{--}10^\circ$) на юго-запад. Коробление выражено динамически подобными процессами встречного надвигания и смятия. Типично складчатые формы проявились только в замковых частях палеозойских складок, то есть там, где залегание палеозойских слоев было пологим. В этом случае слои сминались в складки восточно-северо-восточного направления, как и мезозойские горизонты. Среди хрупких метаморфических пород, гранитов, а также в крутых крыльях палеозойских складок, параллельных направлению мезозойс-

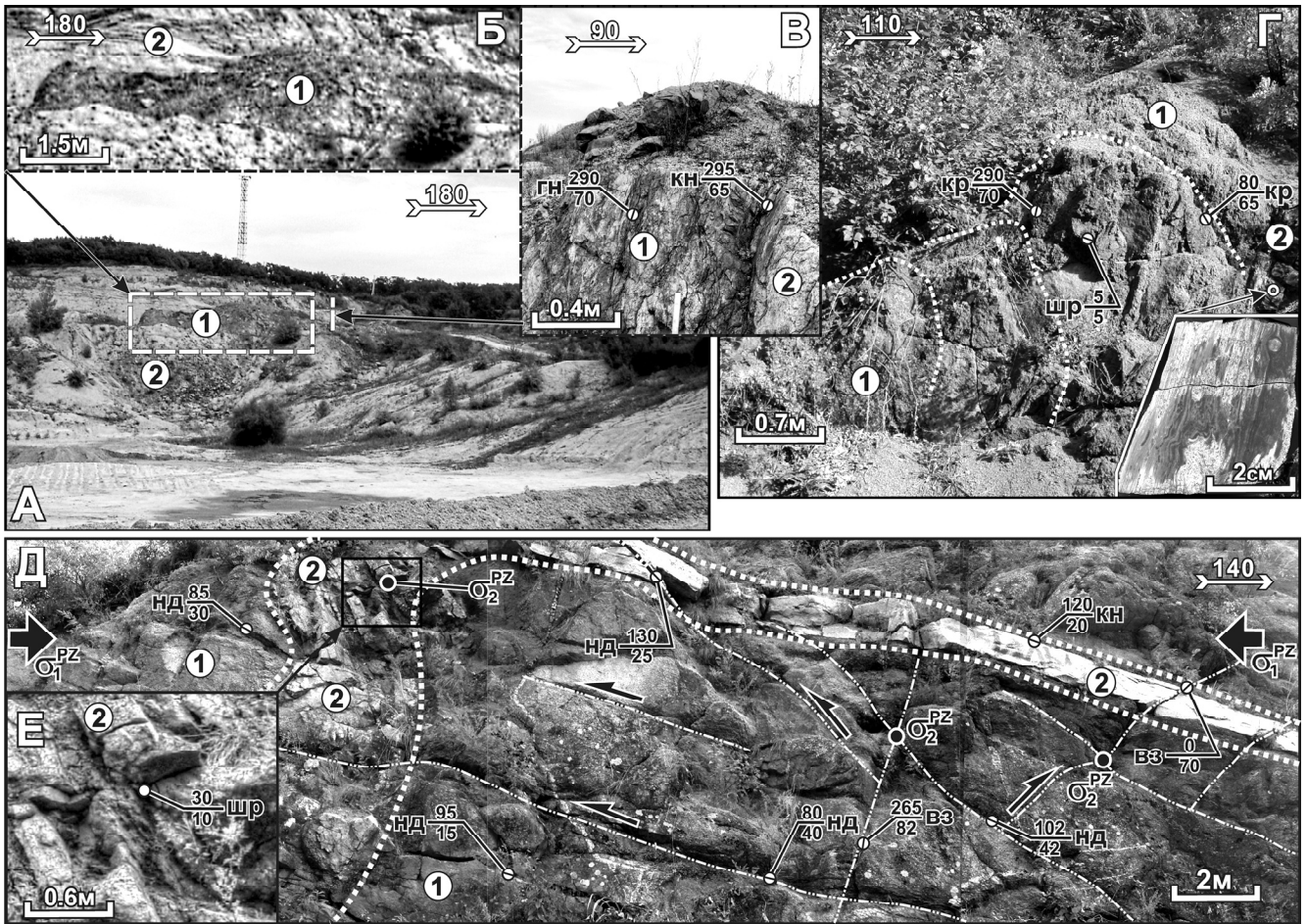


Рис. 6. Теневые складки и псевдоскладки в позднепермских роговообманковых гранитах (P_3) рязановского комплекса.

А, Б – меридионально вытянутый останец древних метаморфитов (1) среди гранитов (2) образует ядро мелкой тесно сжатой складки. В – строение останца вкрест простирания: интенсивно рассланцованные и кливажированные микрогаббро (1), будинообразные обособления разгнейсованных мелкозернистых гранитов (2). Г – теневые складчатые формы в гранитах (1), выражены лишь на выветрелой поверхности, в гранитах слоевидное обособление аплитового состава (2), которое имеет конформную микроскладчатую структуру (фрагмент). Д – псевдоскладчатая форма слоевидного тела аплитов (2) в гранитах (1). Шарнир псевдоскладки на фрагменте Е. Отчетливо выраженные на снимке системы сопряженных сколов (пунктир), с надвигово-взбросовой кинематикой (стрелки). Средняя ось деформации, отраженная одинаково ориентированными шарниром псевдоскладки и линиями сопряжения между сколами-надвигами, – пологая и меридиональная.

Здесь и далее на фотоиллюстрациях: тупые стрелки – направление оси максимального сжатия; черные кружки – выходы линий сопряжения, указывающих на положение средней оси деформации σ_2^{PZ} ; острые стрелки – направление смещения по сколам; белые кружки – точки замеров ориентировки структурных элементов, цифры над чертой – азимут, под чертой – угол падения плоскости элемента; индексы: гн – гнейсоватость, шр – шарнир складки, нд – надвиг, вз – взброс, кн – контакт, кр – крыло складки, кл – кливаж, сл – сланцеватость; черточка в кружке – положение структурного элемента в плоскости снимка.

ко-кайнозойского сжатия, коробление выражено сколовым парагенезом встречных надвигов, с подчиненной ролью смятия. Одним из многих примеров “хрупкого” коробления, наложенного на ранние структуры, служит малая антиформа линейного типа, наблюдавшаяся в придорожном карьере у д. Дворянки. Она, оформленная сопряженными встречными надвигами в виде небольшого субширотного свода, прослеживается поперек долготных сланцеватости и

гнейсоватости пермских гранитов и базитовых (?) жил (рис. 8Г). Зоны крупных встречных надвигов, участвовавших, возможно, в образовании сводов и прогибов, представлены на дневной поверхности образованиями, отнесенными к единому кинематическому комплексу (рис. 2). Они сложены гранат-слюдистыми blastsмилонитами и милонитами, хлоритовыми, кварц-полевошпат-серицитовыми динамосланцами и содержат единичные линзы карбонатов и крем-

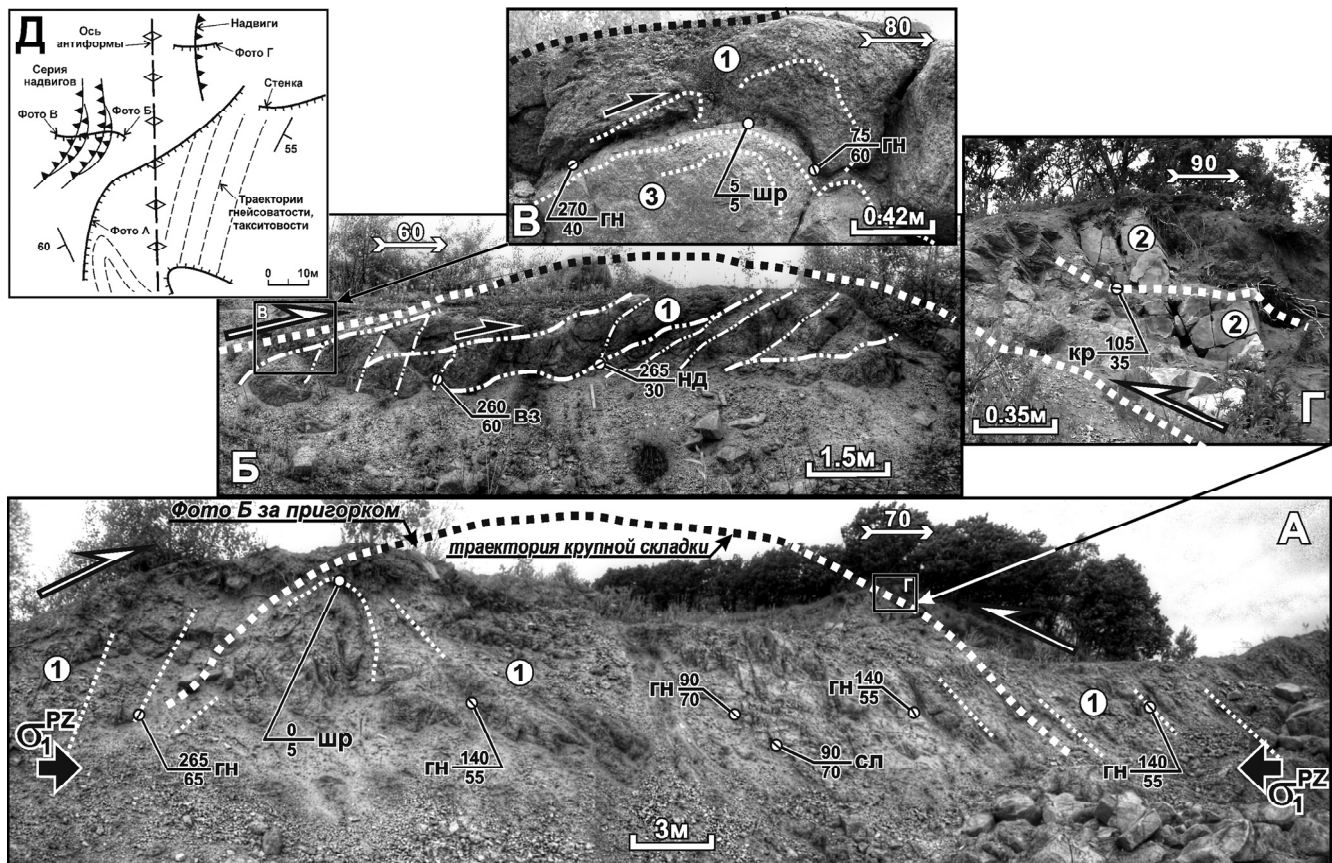


Рис. 7. Антиформная складчато-надвиговая структура 3-4-го порядков, проявленная в ордовикских гранито-гнейсах в условиях широтного латерального сжатия и гранитизации древних пород. Коллаж фотографий стенок карьера в правом борту р. Нестеровки (см. рис 2).

А – общий вид антиформы, восстанавливаемой по траекториям такситовости, сланцеватости и гнейсоватости гранито-гнейсов (пунктир на снимке А). Гранитизированы, вероятно, флишоиды; фрагментами отчетливо расшифровываются первичная градационность и нормальное положение проторитмов. Б – вне прямой видимости. На Б и его врезке В – надвиговая зона левого крыла антиформы, в ней такситовость и гнейсоватость в гранитах согласуются с направлением доминирующих надвиговых сместителей. Г – фрагмент надвига правого крыла; смещение по нему закономерно направлено навстречу надвигу на Б, которое фиксируется по смещению “слоя” аплитов. 1 – крупнозернистые гранито-гнейсы, 2 – аплиты, 3 – мелкозернистые гранито-гнейсы. Стрелки – направление сжатия. Д – план расположения фотографий. Другие условные обозначения см. на рис. 6.

нистых пород. В комплексе сосредоточены многочисленные встречные надвиговые срывы, развитые по сланцеватости и очень косо ее секущие. Идеализированное соотношение в пространстве пород, свойственных сводам, прогибам, кинематическим проявлениям, отражено на профилях h и h_1 (рис. 9).

Кроме коробления, в триасово-юрском динамическом эпизоде отчетлив и пик левостороннего сдвига, создавший парагенез сдвигов, раздвигов и сбросов. Раздвиги ССЗ направления, входящие в сдвиговый парагенез, обусловили каналы высвобождения продуктов триасового вулканизма. Неслучайно среди полей эффузивов в прогибах фиксируются многочисленные северо-западного направления экстрезивы риолитов, дацитов и андезитов, согласные с

положением осевых раздвигов. Также неспроста то, что экстрезивы часто обрамлены разрывами с левосдвиговой и со сбросовой штриховкой. Примечательно еще, что штриховки дискретны, хотя близки во времени. Нередко в одном месте на одной и той же поверхности неоднократно подновляются одна и другая штриховки.

Смена коробления сдвижением характерна и для двух последующих эпизодов тектонической активизации – *раннемелового и третичного*. Она проявлена прежде всего в строении угленосных депрессий.

Раннемеловой эпизод активизации сжатия и коробления, отчетливо доминировавших в его начале, привел к образованию Раздольненской впадины, которая выполнена полого падающими к

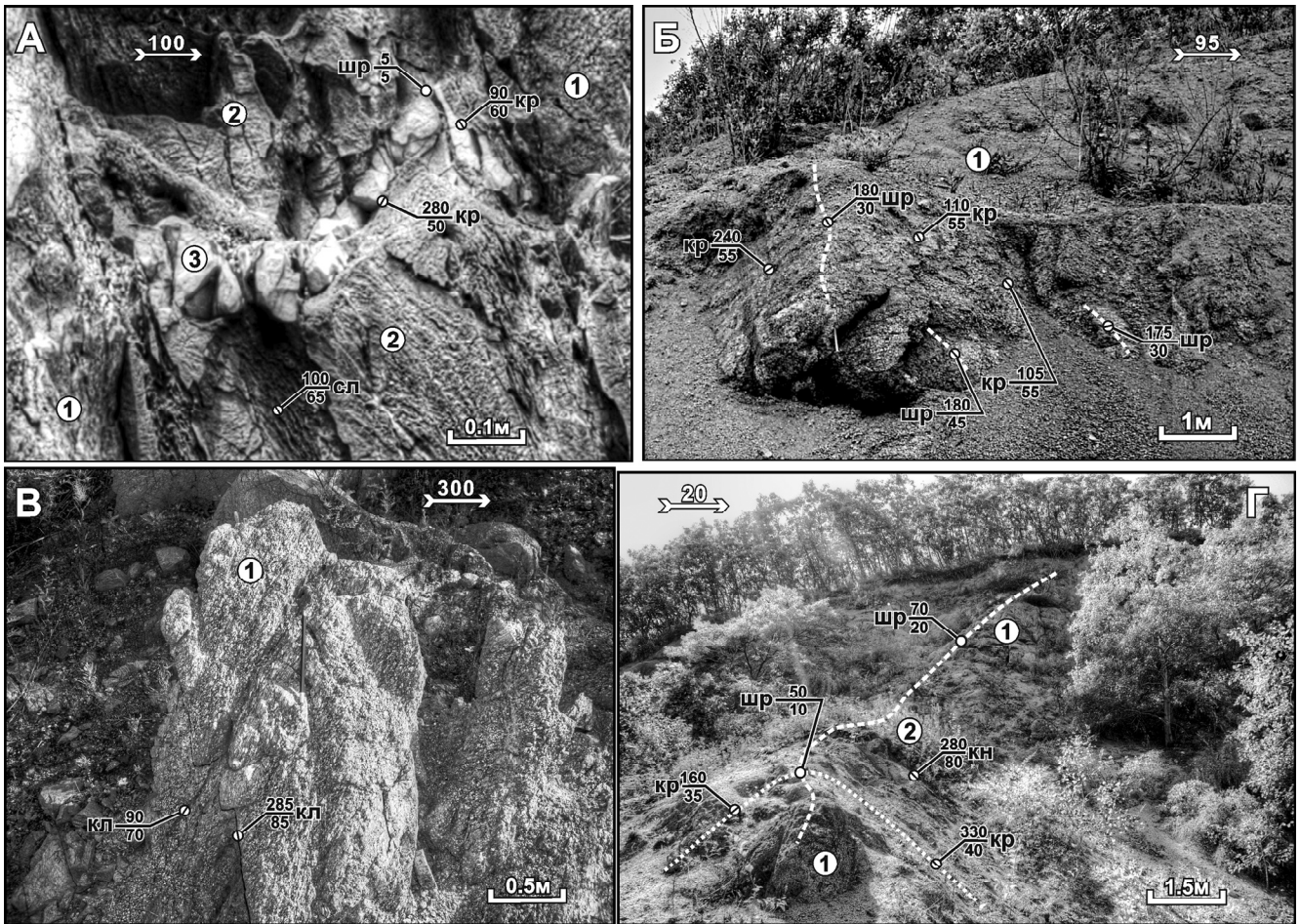


Рис. 8. Примеры сколовой псевдоскладчатости и кливажа в гранитах и метаморфических породах.

А – мелкая сколовая складка, сложенная аплитом. Железнодорожная выемка у пос. Ильинка (см. рис. 2): 1 – гнейсограниты, 2 – тонко раскливажированные метаосадочные породы: алевролиты, алевропесчаники, 3 – аплиты. Б – сколовая складка в вендских (?) гранитогнейсах (1). Складка после формирования ее за счет сопряженных сколов, которые являются встречными надвигами, подверглась пластичным деформациям. Карьер в правом борту р. Нестеровки. Привязка на рис. 2. В – тонкий ромбический кливаж в гранитах (1), сформированный по типу сопряженных сколов типа чистого сдвига широтным сжатием; угол скола $\theta \approx 60^\circ$; сколы разбили породу и кристаллические вкрапленники на мелкие ромбы, создав вид катакlastической такситовости. Карьер на левом борту р. Грязнухи (см. рис. 2). Г – квазискладка мезозойского складчато-надвигового коробления ВСВ направления в пермских гранитах, расслоенных меридионально. Цифры в кружках: 1 – гнейсограниты; 2 – дайка андезитов. Крупный пунктир – шарнир складки, полого погружается на восток, мелкий пунктир – конфигурация крыльев квазискладки. Карьер в 4 км к востоку от д. Дворянки (см. рис. 2).

юго-юго-востоку горизонтами барремских и аптальбских угленосных песчано-глинистых отложений [12], имеет овалообразную форму, вытянутую в ВСВ направлении. Строго говоря, депрессия как морфоструктура заложена еще в триасе и юре путем содвига, но наиболее активно, вероятно, развивалась в раннем мелу.

Объемным картированием структуры Раздольненского бассейна (Амельченко, 1995 г.) установлено несколько синклиналей и антиклиналей, имеющих северную вергентность, а также отвечающих этой вергентности надвигов юго-восточного падения, по которым триасовые породы и пермские граниты

ложка надвинуты на аккумулятивные меловые отложения. Вергентные складки и надвиги дна самой угленосной “ванны”, установленные Г.Л. Амельченко, есть результат фронтального к максимальному сжатию коробления. А последующий сдвиговый пик обусловил трансформацию в раздвиги разрывов меридионального и северо-западного направления, с частичным проникновением в них даек гранит-порфиров и с частичной трансформацией раздвигов в сбросы. Это согласуется с выводами В.В. Голозубова [12] о механизме формирования впадины.

Вместе с тем, как показывает пример Партизанского мел-кайнозойского угольного месторождения

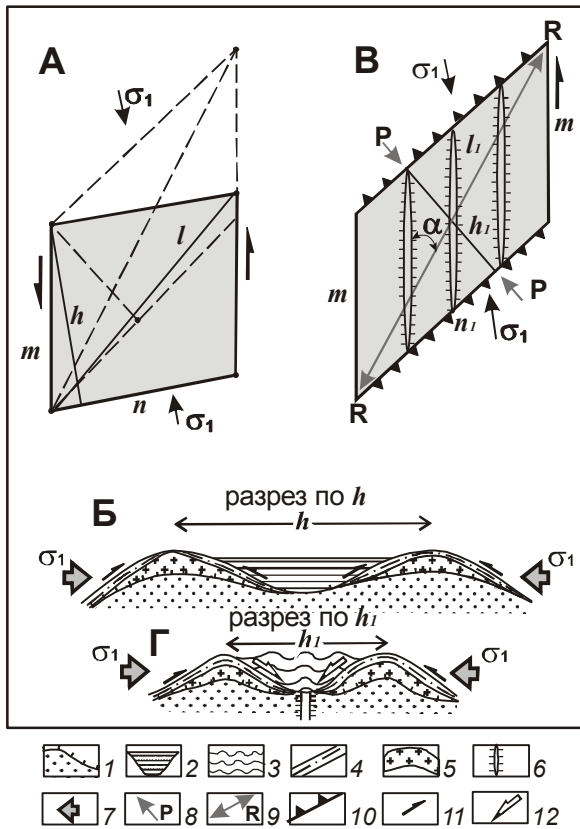


Рис. 9. Вероятный механизм формирования структуры мезозойских впадин в условиях левостороннего сдвига. А и В – в плане, Б и Г – в разрезе.

А – m и n – стороны, h – высота, l – длинная диагональ параллелограмма, символизирующего площадь участка заложения впадины. Б – разрез в профиле h , крупные и мелкие стрелки – направление сжатия и надвигания, штрихи – стратифицированные образования. В – то же, что и А, но параллелограмм испытал надвиговые и сдвиговые деформации, в результате n , h и l деформированы в n_1 , h_1 и l_1 . Г – разрез в профиле h_1 .

1 – кристаллический фундамент; 2 – осадочные отложения; 3 – осадочные отложения, смятые в результате коробления; 4 – кинематические комплексы; 5 – сводовые участки гранитизации; 6 – разрывы, трансформированные в раздвиги и сбросы; 7 – направление главного сжатия σ_1 ; 8 – направление коробления (сокращения коры) или содвига; 9 – направление растяжения; 10 – надвиги на схеме В; 11 – направления надвигания на профиле Г; 12 – предполагаемые сбросы возникающие при росте рельефа морфоструктуры.

[22], указанная структурно-кинематическая картина образования Раздольненской впадины могла сформироваться, на наш взгляд, и в условиях сугубо сквозной левосдвиговой обстановки под действием ССЗ латерального сжатия.

Тут будет уместно вспомнить о модели развития надсдвиговой складчатости, по Г.В. Рязанову [40]. В рамках этой модели вообразим участок заложения впадины в виде параллелограмма (рис. 9). Стороны

параллелограмма m и n , представляют собой реальные тектонические элементы: m – меридиональные левосторонние сдвиги, а n – восточно-северо-восточные складки и надвиги (рис. 9). Пусть с ними условно совпадают контуры депрессий, обозначенные молодыми стратифицированными отложениями. Представим также, что участок территории, ограниченный параллелограммом, испытывает влияние сжатия и левосдвиговой деформации (рис. 9А, Б). При этом параллелограмм под воздействием левостороннего сдвига удлиняется. Причем пространство в направлении уменьшения высоты площадной фигуры ($h > h_1$), испытывая сжатие Р, сокращается с образованием волн коробления, что и обуславливает появление сводов и прогибов. В то же время по направлению длинной диагонали происходит растяжение – R: $l < l_1$. Другими словами, ранние разрывы, расположенные под крутым углом к $l - l_1$, приоткрываются и трансформируются в раздвиги и сбросы (рис. 9В, Г). Для сопоставления структурирования меловой Раздольненской и третичных впадин важно заострить внимание на том, что волнообразные профили ложа Раздольненской впадины принципиально согласуются с установленной при разведке асимметрией складок, указывая на морфоструктурный – тектонический – тип рельефа дна. Если это так, то рельеф ложа вполне оправданно воспринимать как ключевой кинематический индикатор.

Обнаруживается сходство Раздольненской и впадин **третичного эпизода** по ВСВ ориентировке и асимметричному строению дна. Третичные угленосные депрессии (Павловская, Жариковская, Турейрогская, Пограничная) прошли те же стадии формирования коробления и сдвига под воздействием ССЗ сжатия. Причем Павловская структура расположена в пределах самой Раздольненской депрессии, повторяет все морфометрические особенности последней. Среди разрывов, пересекающих впадины доминируют сбросы. То есть, в строении меловой и третичных депрессий по существу нет принципиальных отличий. Это значит, что ориентировки максимального сжатия не менялись и к объяснению динамики их формирования применима предложенная выше модель (рис. 9).

Вопрос о механизме наложения коробления и сдвига в каждом импульсе остается открытым. Резюмируя главные моменты характеристики мелового и третичного динамических эпизодов, можно лишь сказать: то и другое вместе является динамопарой, возможно несинхронной. Во всяком случае, на примере структурного контроля золотого оруденения Софье-Алексеевского участка (рис. 5) можно предполагать, что смена надвиговых пиков сдвиговыми про-

исходит и в пределах малых импульсов. Если это так, то “надвигово-сдвиговая” смена сходна с процессом формирования сопряженных сколов. Существенный момент состоит в том, что сопряженные сколы развиваются пульсационно, не вполне синхронно – то одна система, то другая, хотя временные интервалы при этом малы. Полностью синхронны сопряженные системы только в сыпучих средах [36]. Близость во времени этих явлений, отраженная в строении достаточно крупных блоков, означает, что σ_2^{MZ} и σ_3^{MZ} во времени и пространстве на локальных участках менялись местами.

ОБСУЖДЕНИЕ

Кроме ориентировок осей напряжений и главных структурно-кинематических элементов (рис. 3Е), важным фактором, напрямую повлиявшим на строение региона, является временная структура активизации нагрузки, или характер периодичности напряженного состояния. В общих чертах определен иерархический ряд импульсов активизации: геодинамический период (импульс 1-го порядка) → динамический эпизод (импульс 2-го порядка) → интервал (3-го и 3+n порядка). В пределах длинных периодов устанавливается смена ориентировок осей среднего и минимального напряжения. В первом эпизоде протерозойско-раннепалеозойского геодинамического периода при пологой оси главного меридионального сжатия σ_1^{PR} , также пологой, но широтной оси среднего сжатия σ_2^{PR} в кристаллическом фундаменте развивался надвигово-складчатый структурный парагенез. Вторым эпизодом характерен, прежде всего, тем, что вертикальная ось минимального напряжения σ_3^{PR} стала пологой и широтной, а σ_2^{PR} заняла вертикальную позицию, хотя максимальное сжатие σ_1^{PR} оставалось прежним. Эта стрессовая трансформация привела к дезинтеграции и клавишному строению фундамента. В средне-позднепалеозойском периоде выделяются два эпизода, при которых максимальное сжатие σ_1^{PZ} было широтным, σ_2^{PZ} – меридиональным, σ_3^{PZ} – вертикальным. Оба эпизода проявились при почти не менявшейся ориентировке осей главных напряжений. Зато в мезозойско-кайнозойском периоде, который характеризуется в Сихотэ-Алине доминантой левостороннего сдвига при ССЗ направлении оси максимального сжатия σ_1^{MZ} [37], переориентировки фиксируются в каждом из выделенных в рамках периода динамических эпизодов: триас-юрском, раннемеловом, третичном. Причем в третичном эпизоде можно выделить еще палеогеновый и неогеновый интервалы. Эпизоды и интервалы разделяются на два и более импульса (см. предыдущий раздел). Первый в каждом эпизоде им-

пульс коробления с горизонтальной σ_2^{MZ} , а второй – левостороннего сдвига при вертикальной σ_2^{MZ} . Другими словами, в зависимости от доминанты коробления или сдвига оси σ_2^{MZ} и σ_3^{MZ} дискретно (импульсно), менялись местами.

Наши суждения о периодической смене механизмов деформации – складчато-надвигово-взбросовых сдвиговыми, раздвиговыми, сбросовыми – принципиально согласуются с выводами Н.Ю. Васильева и О.А. Мострюкова [5], связывающими такую смену знаков напряжений по оси σ_1 . Разница в том, что смену режимов, знаменующую этапы и стадии развития региональных и локальных тектонических структур, мы связываем с переменой знаков напряжений по направлению второй и третьей главных осей эллипсоида напряжений.

Одним из важных следствий импульсного характера динамического процесса стала деформация коробления. По существу это – то же смятие, но выраженное, главным образом, развитием встречных сколов-надвигов, благодаря которым были образованы вторичные псевдоскладки. Поскольку мы считаем, что это – весьма распространенный тектонический эффект, остановимся на нем чуть подробнее. Создается впечатление, что заложение таких складок происходит в начале импульса, импактно, в первично изотропной среде и даже вкострости простирается тесно сжатой первичной складчатости. Видимо, отнюдь не случайным оказывается тот факт, что изначально псевдоскладкам была присуща именно плоскостная форма крыльев, что, кстати, четко маркируется аплитами (рис. 6В), которые фиксируют помимо всего прочего и последующее изгибание этих крыльев до облика нормальных складок. Встречные системы сколов выступают начальным моментом, организующим псевдоскладки и обуславливающим появление анизотропии в случае, если среда изотропна. Поэтому псевдоскладчатым деформациям столь часто подвержены граниты. Такие складки почти всегда наложены на первичные теньевые структурные элементы и образуются “как бы с нулевого цикла” [26]. Конвергентность движений на крыльях псевдоантиформ и дивергентность на крыльях псевдосинформ роднят их больше всего с пликативами продольного смятия [41] и отличают их от складок типично поперечного сжатия, мигматитовых и кливажного скалывания [20, 27, 33, 40]. При исследовании структурирования Тафуинского массива (рис. 1) наряду с теньевыми складками нами установлены сколовые псевдоскладки двух генераций, ориентировки которых соответствуют кембрийскому сжатию субмеридионального направления, зафиксированному настоящим исследованием и в Западном Приморье [25, 26]. К месту при-

шлось и уточнение геохронологической привязки абсолютного возраста Тафуинского массива (493 млн лет) по новой шкале к позднему кембрию. На примере строения тел гранитоидов в Западном Приморье мы укрепились в представлениях о механизме сколовой псевдоскладчатости, полученных при изучении Тафуинского и других массивов Южного Приморья. Теперь эти представления получили новые подтверждения и поэтому комментируются ниже.

Пусть анизотропия среды обусловлена первичной неоднородностью: слоистостью или сланцеватостью гранитизируемой среды – S_0 (рис. 10А). Допустим, импульс тектогенеза обусловил напряжение сжатия σ_1 , благодаря которому заложились две главные системы разнополярных сопряженных сколов – S_1 и S_2 – по типу деформации чистого сдвига (рис. 10А, Б, В). Практически все наблюдаемые поверхности S_1 и S_2 являются надвигами (рис. 10Г, Д). Их сочетания стали канвой распределения новообразованного вещества, неважно какого генезиса. Пусть это будут аплиты, наиболее встречаемые в таких случаях (рис. 6Г, 9В). Как правило, одна из двух сопряженных систем сколов развита интенсивнее, чем другая [36]. В нашем случае преобладает то S_1 , то S_2 , словом, та, сколовые движения по которой согласуются с закономерными при продольном сжатии восходящими движениями по неодинаково ориентированным S_0 . Угнетенные сколы уступают доминантным сколам длиной, частотой проявления и, видимо, амплитудой надвигания. Они чаще доминантных выполнены магматическим материалом, испытав приоткрывание. К тому же, вероятно, образуется зона растяжения (S_3), субпараллельная направлению максимального сжатия в плоскости $\sigma_1\sigma_2$. В ее пределах и происходит приоткрывание готовых, достаточное для их аплитизации, приоткрытых разрывов. Визуализированные аплитизацией приоткрытые сколы превращаются в псевдоскладчатые жилы и дайки (рис. 6). При дальнейшем поэтапном сжатии горной массы зона S_3 постепенно изгибается, занимая положение $S_3^1 \rightarrow S_3^2 \rightarrow S_3^3$ (рис. 10Б). Изгиб S_3 способствует росту пористости и микротрещиноватости, не нарушающих сплошность пород. В складкоподобные формы зачастую увязываются серии сопряженных сколов, не выполненные никаким веществом (рис. 10Е). Исходя из подобия крупных и малых структурных псевдоскладчатых форм, считаем сопоставимым их генезис с механизмом образования сводов и прогибов по типу коробления коры.

С формированием сводов и более мелких антиформ второго и третьего порядков, вероятно, тесно связана палеозойская и мезозойская *гранитизация* пород. Гранитизацию расценивают как совокупность

процессов, превращающих твердые горные породы разного происхождения в граниты [2, 32]. Считается, что природа гранитизации может быть разной: связанной с магматическим замещением [2], метасоматозом [17], тектоникой [32]. В контексте изложенных в настоящей статье результатов все эти гипотезы вполне допустимы, но с учетом управляющей роли внешней динамики в позиционировании и структурировании интрузивов. По существу, трудно сомневаться в том, что магматические обособления во многих случаях концентрируются в тектонически разуплотненных сводах [23, 24, 26]. На геологических картах Приморского края преобладают интрузивы, ориентированные согласно складчатости. Причем интрузивы, по данным гравиметрии, преимущественно пологие, бескорневые. Заметна распространенность в гранитах Юга и Запада Приморья теневых структур, сохраняющих ориентировку внешнего структурного каркаса, а также псевдоскладок. Гранитизация связана с обогащением пород щелочными элементами и SiO_2 и выносом из них Fe, Mg и Ca и обычно развивается на достаточно глубинных уровнях. Повидимому, на этих глубинах гранитизация сопровождается объемной линейризацией кристаллических форм, являющейся по существу гнейсоватостью гранитов. При этом очень часто линейризованы все породообразующие минералы: кварц, полевые шпаты, роговая обманка. Возможно, что уже на стадии застывания породы приобретают свойства анизотропии, или способность структурироваться под внешним давлением [29]. Получается, что и гнейсоватость в гранитах есть продукт внешней тектоники, а не следствие магматического течения. Подобные суждения относительно кристаллизационной линейности и внешнего сжатия находим и у классиков структурных исследований Г.Д. Ажгирея [1] и Э. Клооса и др. [15], У. Питчера [28] и других. Вероятно, допустимо на этой стадии появление и сколовых напряжений, безусловно влияющих на дальнейшую структуризацию гранитов [25, 26].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Путем анализа структурных парагенезов, впервые проведенного в Западном Приморье, в строении региона выявлены три последовательно наложенных структурных плана, формировавшихся соответственно в позднепротерозойско-раннепалеозойский, средне-позднепалеозойский и мезозойско-кайнозойский геодинамические периоды. Для каждого периода характерно самостоятельное поле напряжений. Пульсационная структура динамики иерархична. Благодаря разной ориентации осей и пульсационному характеру внешней динамики образованы главные морфост-

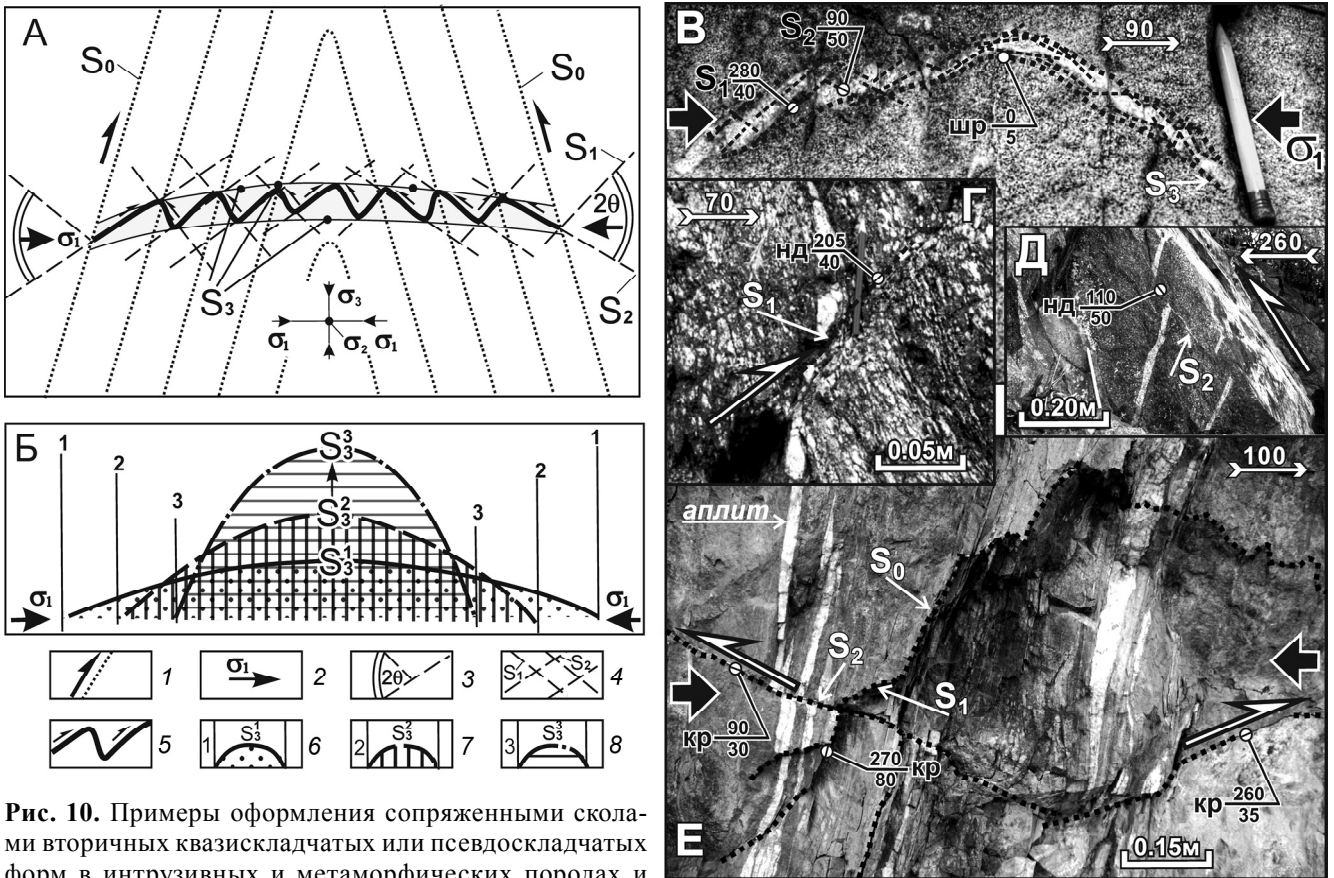


Рис. 10. Примеры оформления сопряженными сколами вторичных квазискладчатых или псевдоскладчатых форм в интрузивных и метаморфических породах и схема их формирования.

А – формирование вторичных сопряженных сколов и аплитизация их в зоне разуплотнения (по [24, 25]). Б – вероятное поэтапное искривление сколово-складчатой зоны разуплотнения.

1 – траектории сланцеватости (S_0) идеализированной складки протокаркаса, стрелки – доминирующие тенденции послойных 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. В – контроль сколами аплитов и формирование псевдоскладки. Привязка на рис. 2. Г и Д – примеры встречных надвигов. Е – формирование “виртуальной”, ничем не выполненной сколовой квазискладчатой антиформы. Привязка на рис. 2А.

руктурные единицы – своды и прогибы, ставшие результатом продольного коробления коры. Установлено, что коробление, свойственно каждому динамическому периоду. Представляется несомненной иерархичность структур коробления: от сводов и прогибов до мелких псевдоскладок. Разработанное на примере Тафуинского массива суждение о механизме коробления и псевдоскладчатости находит подтверждение в настоящей работе. Подтверждаются выводы, сделанные на примере Успенского, Тафуинского и других гранитных массивов Юга Приморья о пассивной роли гранитообразования и о том, что структуры интрузивов развивались в условиях продольного латерального сжатия, поскольку механизмы диапиризма и поперечного сжатия не фиксируются. Сочетание пиков коробления и сдвига обус-

ловило формирование морфоструктур угленосных депрессий во время раннемелового и третичного эпизодов. Приведенные в статье представления о механизме структурирования позволяют рассматривать их как следствие коробления на фоне левостороннего сдвигового режима.

Представленный материал показывает, что управляющая роль в геологической эволюции принадлежит динамическому фактору, хотя события структурообразования, магматизма, осадконакопления активизируются согласованно. Изучение динамики структурирования позволяет судить о закономерностях архитектуры региона, позиционирования тектонических элементов, принадлежащих разным иерархическим рангам геологического строения, в том числе террейнов и обособлений сшивающих и пере-

крявающих комплексов. Прямые исследования тектоники позволяют самостоятельно восстановить ход региональной и локальной структурной эволюции.

Установленные дискретные и ортогональные изменения ориентировки латерального сжатия, по-видимому, лучше всего отвечают периодичности ускорения и замедления вращения Земли, обуславливающего изменения направления латеральных смещений Азиатской континентальной плиты и (или) Тихоокеанской плиты – надвиговых сдвиговыми и наоборот, согласно ранее обоснованным представлениям [38, 39].

БЛАГОДАРНОСТИ

Благодарим д.г.-м.н. В.Г. Хомича, к.г.-м.н. С.О. Максимова за плодотворное обсуждение представленного здесь материала и ценные советы в период подготовки рукописи. Выражаем также нашу признательность Т.И. Карпенко и О.М. Молибог за оформление значительной части рисунков.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН 12-III-A-08-051

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ажгирей Г.Д. Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1966. 364 с.
2. Баддингтон А. Формирование гранитных тел. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1963. 108 с.
3. Беляевский Н.А. Геологическое районирование СССР // Геологическое строение СССР. Т. 1; Т. 3. М.: Госгеолтехиздат, 1958. С.50–60.
4. Берсенев И.И. Западно-Приморский структурный шов // Вопросы геологии северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток: Изд-во Дальневост. фил. АН СССР, 1966. С. 87–108.
5. Васильев Н.Ю., Мострюков А.О. Тектонофизическая реконструкция условий размещения благородных металлов в дунитах расслоенного массива // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 281–295.
6. Васильковский Н.П. Палеогеология Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1984. 175 с.
7. Вознесенский В.Д. Структурные парагенезисы // Изучение тектонических структур: Метод. пособие по геол. съемке м-ба 1: 50 000. Л.: Недра, 1984. Вып. 16. С. 84–101.
8. Вотях О.А. Структурные элементы Земли. Новосибирск: Наука, 1979. 216 с.
9. Геологические тела (терминологический справочник) / Под ред. Ю.А. Косыгина, В.А. Кулындышева, В.А. Соловьева. М.: Недра, 1986. 334 с.
10. Геология СССР. Т. XXXII. Приморский край. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 696 с.
11. Гнибиденко Г.С. К тектонике Ханкайского массива // Материалы по тектонике и петрологии Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1964. С. 44–54.
12. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
13. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Основные черты тектоники и истории развития // Геология Приморского края: Препринт. Ч. III. Владивосток: ДВГИ ДВО АН СССР, 1989. 60 с.
14. Изосов Л.А. Проблемы геологии и алмазности зоны перехода континент-океан (япономорский и охотоморский регионы). Владивосток: Дальнаука, 2006. 326 с.
15. Клоос Э., Тернер Ф., Григгс Д. и др. Вопросы структурной геологии / Пер с англ. и нем. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1958. 264 с.
16. Красный Л.И., Вольский А.С., Пэн Юньбяо и др. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2 500 000: Объясн. зап. СПб.-Харбин-Благовещенск, 1999. 136 с.
17. Кудинов Ю.А. Метасоматоз – ведущий процесс образования и эволюции земной коры. М.: ГЕОС, 2003. 92 с.
18. Кулинич Р. Г. Особенности геологического строения Приморского края по геолого-геофизическим данным: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1969. 27 с.
19. Липкин Ю.С. Некоторые особенности строения Ханкайского массива и история его формирования // Вопросы геологии северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток: Дальнаука, 1966. С 17–21.
20. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
21. Мишкин М.А., Чжао Чуицзин, Леликов Е.П. и др. Докембрий Ханкайского и Цзямусского срединных массивов. Стратиграфическая корреляция // Тихоокеан. геология. 1993. № 6. С. 85–95.
22. Неволин П.Л. Этапы и механизмы формирования структуры Партизанского угольного бассейна (Южное Приморье) // Закономерности строения и эволюции геосфер: Материалы III Междунар. междисциплинарн. симп. Хабаровск: Приамур. геогр. об-во, 1998. С. 246–248.
23. 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.
24. 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.
25. Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н. О псевдоскладчатом контроле аплитовых даек в палеозойских интрузивах юга Приморья // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: Материалы XLIII Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 81–85.
26. Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н. Тафуинский гранитный массив (Южное Приморье): структуры и геодинамика продольного сжатия // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, № 4. С. 64–81.
27. Паталаха Е.И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, 1981. 180 с.
28. Питчер У. Теневая стратифицированность в интрузивных гранитах (обзор) // Механизмы интрузий магмы. М.: Мир, 1972. С. 103–120.
29. Райнер М. Геология. М.: Наука, 1965. 152 с.

30. Расцветаев Л.М. Некоторые общие модели дизъюнктивной разрывной деформации // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985. С. 118–126.
31. Смирнов А.М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 157 с.
32. Смирнов Е.П. О роли магматического замещения при образовании гранитоидов Зауралья // Докл. АН СССР. 1974. Т. 218, № 2. С. 442–445.
33. Спенсер Э.У. Введение в структурную геологию. Л.: Недра, 1981. 367 с.
34. 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.
35. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края: Очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 68 с.
36. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ф. Области динамического влияния разломов (в результате моделирования). Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.
37. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 158 с.
38. Уткин В.П. Обратимая трансформация шарьяжно-надвиговых и сдвиговых дислокаций // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249, № 2. С. 425–429.
39. 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.
40. Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. М.: Недра, 1981. 245 с.
41. Ramberg H. Evolution of drag fold // Geol. Mag. 1963. V. 100, N 2. P. 97–106.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

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

Geologic structure of Western Primorye: its structurization dynamics

The results of investigation on structurization dynamics for Western Primorye are discussed for the first time. The least studied macro- and meso-levels of geologic space were examined by the analysis of structural parageneses. These fundamentals allowed us to establish 3 geostructural sequentially-superposed planes (parageneses), each of which was under its stress field. The formation time for each of the geostructural parageneses corresponds to a separate geodynamic period, as following: Late Proterozoic/Early Paleozoic, Middle/Late-Paleozoic, and Mesozoic/Cenozoic. During the first two episodes of geodynamic activation (Late Proterozoic/Early Paleozoic) period the main compression axis was oriented longitudinally. The first episode was characterized by formation of thrust-folded geostructural pattern. The second episode resulted in superposition of the meridional riftogenic structures and caused a normal fault-extension segmentation of the crystalline basement into meridional blocks which partially correspond to the earlier recognized terranes. Owing to the latitudinal compression and oblate deformation predominant in the Middle/Late Paleozoic geodynamic period, downdip and upstanding blocks were transformed into depressions and arches, respectively. The depressions were filled with Paleozoic sediments, whereas initial rocks of the arches experienced granitization accompanied by formation of two granitic assemblages which joined the terranes. The granites are characterized by shadow and shear-type fold and pseudofold forms. The Mesozoic-Cenozoic period (being under the NNW compression) is subdivided sequentially into Triassic-Jurassic, Early Cretaceous, and Tertiary tectonic episodes. During the Triassic-Jurassic episode, narrow ENE-trending arches and depressions were formed as a result of warping. The arches accumulated granitized rocks, and the depressions were filled with Early/ Late Triassic volcanogenic-sedimentary sediments. In such a way, structural complexes overlapping to the strike more ancient formations of the meridional blocks (terranes) developed. The following two Mesozoic-Cenozoic episodes manifested themselves as a discrete formation of coal depressions being under the NNW compression (in combination with the ENE extension) by superposition on the warping products.

Key words: structurization dynamics, structural parageneses, stress fields, geodynamic periods, Western Primorye, Far East.