

Особенности эволюции купольно-сдвиговых структур северо-западного Прионежья (Карельский массив)

С. Ю. Колодяжный, Д. С. Зыков, М. Г. Леонов, С. Ю. Орлов

Геологический институт РАН

Аннотация. В работе рассмотрены особенности геологического строения и структурной эволюции купольно-сдвиговых структур северо-западного Прионежья. Данные структуры пространственно и генетически связаны с широкими и протяженными зонами сдвигового тектонического течения, обрамляющими палеопротерозойский Онежский синклиниорий. На основании литологоструктурных, структурно-парагенетических и радиоизотопных данных показано, что сдвиговые зоны данного региона представляют собой долгоживущие структуры унаследованного развития, формирование которых происходило на фоне периодической смены режимов транспрессии и транстенсии, а также направлений сдвиговых перемещений. Период эволюции сдвиговых зон охватывает временной интервал с позднего архея до новейшего времени. В раннем протерозое в пределах данных нарушений зарождаются периодически ремобилизуемые купольно-сдвиговые структуры, следы активности которых сохранились в виде хаотичных глыбовых брекчий и конседиментационных структур палеопротерозоя, свекофенских структурно-вещественных преобразований (1830–1670 млн лет), рифейских (1270 млн лет (?)) и неотектонических морфоструктурных проявлений. Формирование купольно-сдвиговых структур связано с режимом транспрессии – объемными деформациями сдвига на фоне общего сжатия, охватывающими одновременно породы метаморфического фундамента и чехла. Действующие при этом механизмы выжимания в тесном взаимодействии с различными факторами сдвиговых деформаций приводят к появлению субизометричных куполообразных структур, образующих кулисные системы.

Введение

В настоящее время в области теоретической геологии все шире развивается тема, раскрывающая особенности структурно-вещественного взаимодействия горных масс кристаллического фундамента и осадочно-вулканогенного чехла платформенных областей. Было показано, что фундамент и чехол могут обладать внутренней объемной подвижностью на плитной стадии развития кратонизированных областей [Леонов, 1993, 1994а, 1994б; Леонов и др., 1995, 1996]. Изучение граничных явлений на контакте фундамента и чехла позволило выявить фе-

номен “вертикальной аккреции”, отражающий процесс наращивания гранитно-метаморфического слоя за счет структурно-вещественной переработки осадочных комплексов чехла [Колодяжный, 1998, 1999а; Леонов, Колодяжный, 1998; Леонов и др., 1999]. Немало собрано пока еще недостаточно систематизированных данных о структурных парагенезах, свойственных тектонически активизированной системе фундамент-чехол [Леонов, 1994а, 1994б; Леонов и др., 1995, 1996]. Особый интерес представляют структурные формы, связанные с взаимодействием пород фундамента и чехла, в зонах сдвиговых деформаций [Колодяжный, 1998, 1999б; Berthe and Brun, 1980; Jegouzo, 1980; Pique et al., 1980; Ponce de Leon and Choukroune, 1980]. Они отличаются большим многообразием, что определяется характером проявления деформации сдвига в комплексах с различной геологической историей развития и структурной организацией, контрастной реологией

©2000 Российский журнал наук о Земле.

Статья N RJE00039.

Онлайновая версия этой статьи опубликована 9 сентября 2000.
URL: <http://eos.wdcb.ru/rjes/v03/RJE00039/RJE00039.htm>

Рис. 1. Схема геологического строения южной части Койкарской зоны сдвиговых деформаций (Б) и ее местоположение в пределах Онежского региона (А) (составлено с использованием материалов ПГО “Севзапгеология” и [Войтович, 1971; Миллер, 1988; Сыстра, 1991; Харитонов, 1966]).

На схеме А. 1 – гранитогнейсы AR_1 ; 2 – лопийские (AR_2) зеленокаменные образования; 3 – нижнепротерозойские породы. На схеме Б. 4 – гранитогнейсы AR_1 ; 5 – вулканогенно-осадочные зеленокаменные комплексы лопия (AR_2); 6–7 – гранодиориты (6) и граниты (7) лопия; 8–13 – нижний протерозой: 8 – андезитобазальты сумия, 9–10 – глыбовые брекчии (9) и конгломераты (10) сариолия, 11–13 – терригенные (11), вулканогенно-терригенные (12) и терригенно-карбонатные (13) образования ятулия; 14 – четвертичные отложения; 15 – зоны сдвиговых деформаций; 16 – взбросо-сдвиги достоверные (а) и предполагаемые (б); 17–18 – оси складок первой (17) и второй (18) генерации; 19 – оси синклиналей (а) и антиклиналей (б) третьей генерации; 20 – главные направления погружения куполообразных структур; 21 – направления сдвиговых перемещений; 22 – направления вращения структур; 23 – контуры участков детальных исследований; 24 – буквенные обозначения различных структур (Кк – Койкарская купольно-сдвиговая структура, К – Койкарская зона СТТ, Км – Кумсинская зона СТТ, Он – Онежская система дислокаций, С – Семченский зеленокаменный трог).

В–Е – стереографические равноплощадные проекции на нижнюю планисферу полюсов сланцеватости и слоистости: В – сланцеватость лопийских пород, 128 замеров, изолинии 3–5–10–18–20%, Г – слоистость сумийских пород, 48 замеров, 2–4–6–10–15%, Д – слоистость сариолийских пород, 46 замеров, 1–5–12–15%, Е – слоистость ятулийских пород, 143 замера, 1–2–5–7–10–15%. Буквенные обозначения на стереограммах: F_1 , F_2 и F_3 – осевые плоскости складок первой, второй и третьей генерации, LF – их геометрические шарниры, β – ось складчатости.

и разным уровнем структурно-вещественной эволюции – от слабо измененных осадочных пород чехла до гранитогнейсовых комплексов фундамента.

В последнее время на территории Карельского массива были выявлены своеобразные купольно-сдвиговые структуры, пространственно и генетически связанные с широкими и протяженными зонами сдвиговых деформаций (**сдвигового тектонического течения – СТТ**), развитыми в центральных частях и по периферии кратона [Колодяжный, 1998, 1999б]. Их морфология существенно меняется в зависимости от термодинамических условий формирования, характера локального распределения палеонапряжений, а также длительности и особенностей геологического развития. По ряду признаков купольно-сдвиговые структуры, также как и зоны СТТ, с которыми они связаны, являются долгоживущими: периодически (возможно и перманентно) подновляются не только в структуре образующих их комплексов, но и в современном, а также палеорельефе. Этот интересный факт, связанный с проблемой унаследованности тектонического развития, и послужил основанием для написания данной работы.

Особенности развития купольно-сдвиговых структур мы рассмотрим на примере северо-западного Прионежья, опираясь в основном на детально изученную нами Койкарскую структуру, локализованную в пределах одноименной сдвиговой зоны вблизи п. Гирвас (рис. 1А, Б).

Литолого-структурные особенности вещественных комплексов зон СТТ

В строении северо-западного Прионежья принимают участие гранитогнейсы нижнего архея и верхнеархейские (лопийские) вулканогенно-осадочные и интрузивные образования, составляющие фундамент Карельского массива, а также вулканогенно-осадочные породы нижнепротерозойского прото-платформенного чехла. Протерозойские комплексы образуют обширный Онежский синклинорий, а также ряд узко сжатых и фрагментированных синклиналей, маркирующих зоны СТТ по обрамлению Онежской мульды. К западу от последней развита протяженная субмеридиональная Койкарская зона СТТ, смыкающаяся в области северо-западного замыкания мульды с сопряженной субширотной Кумсинской сдвиговой зоной (рис. 1А). Ряд сдвиговых зон северо-западного простирания, осложняющих строение Онежского синклинория и составляющих Онежскую систему дислокаций, диагонально причленяются и “вливаются” в Койкарскую зону СТТ.

Койкарская зона СТТ

Койкарская зона издавна привлекала внимание геологов и рассматривалась в качестве составного элемента Онежско-Сегозерской системы дислокаций [Войтович, 1971; Кратц, 1963; Новикова, Чазма-

чев, 1967; Сыстра, 1991; Харитонов, 1966]. Данная структура имеет крутое залегание и субмеридиональное простирание; прослеживается более чем на 100 км при ширине от 4 до 10 км. Все комплексы пород пронизаны линзовидно-петельчатой системой крутопадающих разрывов – зон расщепления и бластомилонитизации, – вдоль которых отмечается тектоническое перемешивание линз разновозрастных образований. В целом зона наследует простирание лопийского зеленокаменного трога.

Структурный облик Койкарской зоны многие исследователи объясняли глыбовыми перемещениями архейского фундамента, либо магматогенными причинами, которые привели к формированию грабен-синклиналей и локальных дислокаций, осложняющих в целом полого залегающие породы протерозойского проточехла [Кратц, 1963; Новикова, Чазмачев, 1967]. В. С. Войтовичем было обосновано широкое развитие пликативных деформаций чехольского комплекса, связанных со взбросовыми и взбросо-сдвиговыми нарушениями конформных простиранию зоны [Войтович, 1971]. Последующими структурными работами в Онежско-Сегозерском районе было выявлено три этапа деформаций ребольского (AR_2), и от четырех до шести этапов позднекарельского (PR_1) тектонических циклов [Миллер, 1988; Сыстра, 1991]. Некоторыми исследователями был отмечен также факт перманентности процессов структурообразования, что обосновывается соотношениями сланцеватости с лопийскими интрузивными породами и широким развитием конседиментационных складок и разрывов в протерозойских породах [Войтович, 1971; Миллер, 1988].

Структурный рисунок Койкарской зоны имеет ярко выраженный линейный линзовидно-петельчатый облик. Разновозрастные комплексы пород в пределах зоны в значительной степени линеаризованы, но при этом сохраняются элементы кулисного и диагонально-асимметричного расположения линзовидных тел, складчатых структур и вязких разрывов высокого порядка (рис. 1Б). Картографический облик структурного рисунка может быть отнесен к категории мидалевидной виргации, свойственной зонам сдвиговых деформаций (по [Лукьянов, 1965, 1991]). В северной части Койкарской зоны широко развиты кулисно-расположенные крупные линзовидные структуры, сложенные лопийскими зеленокаменными и нижнеархейскими гранитогнейсовыми породами. Тектонические линзы, образующие закономерные системы дуплексов, часто имеют сигмоидальную форму и ограничены вязкими сдвиговыми нарушениями. Гнейсовидность и сланцеватость в пределах линз субконформна их ограничению. Нижнепротерозойские вулканогенно-осадочные образования в северной части зоны образуют диагонально

и конформно ориентированные к простиранию зоны узко сжатые синклинали.

В южной части зоны складки в породах проточехла выполаживаются, а средние углы падения слоистости составляют 15–20°. Протерозойские породы образуют здесь кулисную систему субизометричных брахиподобных антиклиналей, в ядрах которых обнажаются лопийские зеленокаменные комплексы и гранитогнейсы нижнего архея (рис. 1Б). Размеры структур достигают 5–8 км. Выходы архейских образований в этих структурах было принято рассматривать как выступы фундамента, связанные с разломно-блоковой тектоникой [Миллер, 1988; Робонен, Рыбаков, 1978; Светова, 1978; Сыстра, 1991]. Нашими исследованиями было показано, что данные образования представляют собой купольно-сдвиговые структуры, свойственные зонам СТТ, и генетически связаны со сдвиговыми деформациями, проникающими из пород кристаллического фундамента в образования проточехольского комплекса [Колодязный, 1999б].

Койкарская купольно-сдвиговая структура, расположенная в 2 км к западу от п. Гирвас в пределах одноименной зоны, является наиболее типичным представителем данного класса структур в северо-западном Прионежье (рис. 1). Остановимся более подробно на описании литологических комплексов участвующих в ее строении. В ядре этой структуры выходят лопийские зеленокаменные образования и перекрывающие их со структурно-метаморфическим несогласием нижнепротерозойские породы сумийского и сарилийского надгоризонтов. На всех этих комплексах с четким угловым несогласием залегают ятулийские вулканогенно-осадочные образования, образующие крылья куполообразной структуры (рис. 1Б).

В стратиграфическом разрезе лопийских образований, не смотря на некоторые расхождения во взглядах разных авторов, в целом, принято выделять следующие толщи (снизу вверх): 1) коматиты, базальты, туфы основного состава (более 500 м); 2) полимиктовые конгломераты, андезиты и их туфы (около 100 м); 3) туфы андезитодацитового и дацитового состава (около 200 м); 4) тонкое переслаивание графитоидных сланцев, песчаников, силицитов с горизонтами кислых туфов и доломитов (более 300 м) [Миллер, 1988; Робонен, Рыбаков, 1978; Светова, 1978]. В пределах нижней коматит-базальтовой толщи была выявлена Койкарская палеовулканическая постройка позднеархейского возраста; по отношению к современной структуре купола она локализована примерно в центральной его части [Светова, 1978]. Весь комплекс лопийских пород интенсивно дислоцирован и расщеплен в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. Слои-

стость и сланцеватость обычно конформны и имеют крутое залегание.

В северо-восточной части Койкарской структуры лопийские образования с резким угловым и структурно-метаморфическим несогласием перекрываются рифтогенными андезитобазальтовыми лавами сумийского надгоризонта, слагающими фрагмент открытой наложенной синклинальной структуры [Коросов, 1991; Светова, Мельянецов, 1985; Сыстра, 1991]. Примечательно, что в пределах данной области развития сумийских лав была также выявлена раннепротерозойская вулканическая постройка. В пределах Койкарской зоны в целом сумийские образования имеют локальное развитие в виде линзовидных тел, размеры которых достигают первых километров.

На породах сумия и лопия с угловым несогласием и корой физического выветривания в основании залегают глыбовые полимиктовые конгломерато-брекчии сариолия с вулканомиктовым цементом [Коросов, 1991; Светова, Мельянецов, 1985]. В пределах толщи отсутствует четкая слоистость и сортировка обломков, представленных угловатыми глыбами гранито-гнейсов, мигматит-гранитов и подстилающих метаморфизованных лопийских пород. Размеры глыб варьируют от десятков сантиметров до 1 м; при этом в хаотичном глыбовом свале встречаются хорошо окатанные кварцевые и гранитоидные гальки. В нижней части разреза отмечен горизонт аркозовых песчаников мощностью 5–9 м. Все это в целом свидетельствует о формировании толщи в условиях динамичной водной среды, перемывающей обломки, на фоне которой резко преобладали процессы обрушения и быстрого захоронения глыбовых свалов, что может быть связано с интенсивной расчлененностью палеорельефа данной области. Наличие в обломочной фракции пород, непосредственно подстилающих данную толщу, указывает на проксимальные условия осадконакопления. В этом контексте примечательно, что в разрезах сариолийских грубообломочных отложений Онежско-Сегозерского района, пространственно разобщенных с купольно-сдвиговыми структурами, степень сортировки и окатанности обломков значительно возрастает, увеличивается примесь инородного материала, конгломераты приобретают полимиктовый состав [Коросов, 1991]: очевидно в этих случаях мы имеем дело с дистальными фациями.

Сумийско-сариолийские породы метаморфизованы весьма слабо (зеленокаменное перерождение) и лишь по отдельным зонам рассланцованы и превращены в зеленые динамосланцы.

Породы ятулийского надгоризонта залегают с резким угловым несогласием на сумийско-сариолийских, либо непосредственно на лопийских образованиях.

В основании разреза отмечается базальный горизонт кварцевых конгломератов и гравелитов мощностью от 15 до 40 м. Выше залегает толща континентальных базальтов (мощность 100–150 м), испытавших слабые зеленокаменные и краснокаменные (гематитизация пустот) преобразования [Светова, 1979]. В нижней части разреза базальтов отмечается горизонт кварцевых гравелитов и косослоистых песчаников; в средней – развит силл габбро-диабазов. Базальтовую толщу с несогласием перекрывают карбонатно-терригенные породы [Войтович, 1971; Проблемы стратиграфии..., 1989]. Высокая степень дифференцированности осадков ятулия, их незначительная мощность, внутриформационные несогласия и конгломераты, признаки мелководности осадков (знаки ряби, корочки окисления на поверхности слоев), а также гематитизация базальтов свидетельствуют о платформенных условиях формирования пород. Вместе с тем в ятулийских осадках отмечены признаки проявления конседиментационных складчато-разрывных структур, среди лавовых полей базальтов в восточном крыле Койкарской структуры выявлены реликты вулканической постройки трещинного типа [Войтович, 1971; Светова, 1979]. В юго-восточном крыле Койкарского купола В. С. Войтовичем [Войтович, 1971] была описана сопряженная с данным структурным поднятием крупная конседиментационная синклиналь, размах крыльев которой достигает 800 м. Фрагментарные наблюдения за косой слоистостью в ятулийских песчаниках в пределах данного района, суммированные с данными А. П. Светова [Светов, 1979], дают основание предполагать наличие водных течений по направлению к востоку и западу от структуры, что, видимо, связано с существованием древнего поднятия, приблизительно совпадающего с осевой частью Койкарской зоны. Все это свидетельствует об активном тектоническом режиме данной области в ятулийское время, о ее латеральной и поперечной расчлененности системами сопряженных впадин и поднятий, а также указывает на высокую проницаемость Койкарской зоны и ее влиянии на характер размещения магматических тел.

Кумсинская зона СТТ

В строении Кумсинской зоны СТТ отмечается много общего в сравнении с Койкарской зоной. Здесь также широко распространены купольно-сдвиговые структуры с гранитогнейсовыми ядрами, пронизывающими осадки нижнего протерозоя [Леонов и др., 1996]. Размеры куполов не превышают первых сотен метров, в плане они имеют линзовидную морфологию и концентрируются в цепочки вдоль оси зоны СТТ. По отношению к крупным и пологим купольно-сдвиговым структурам Койкарского типа,

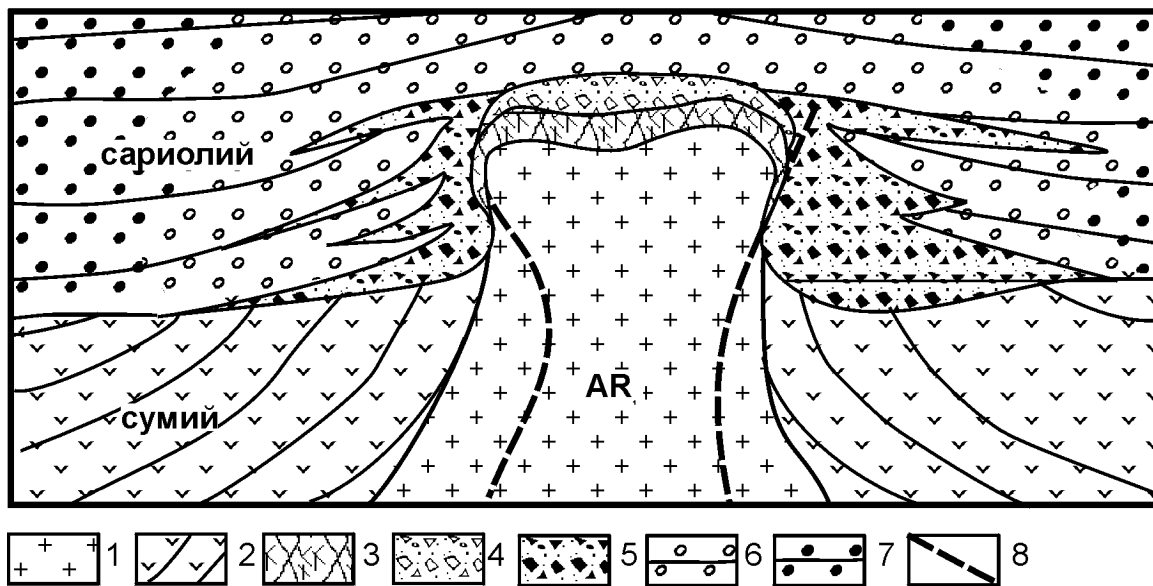


Рис. 2. Схема, иллюстрирующая особенности формирования купольно-сдвиговых структур Кумсинской зоны СТТ в сариолийское время.

1 – гранитогнейсы AR_1 ; 2 – андезитобазальты сумия; 3 – кора физического выветривания; 4–7 – сариолий: 4 – элювиально-делювиальные брекчии, 5 – микститоподобные конгломератобрекчии, 6–7 – гранитные (6) и полимиктовые (7) конгломераты; 8 – разрывные нарушения.

данные образования морфологически более контрасты, характеризуются крутыми и опрокинутыми залеганиями обрамляющих гранитоидные ядра слоев, нередко оконтурены взбросо-надвигами, а амплитуда гранитогнейсовых поднятий достигает сотен метров (рис. 2).

Купольно-сдвиговые структуры Кумсинской зоны представлены выходами ремобилизованных и тектонизированных гранитогнейсов нижнего архея, находящимися в обрамлении сариолийских конгломератов и лав андезитобазальтов сумия. Данные структуры на подобие кристаллических протрузий “протыкают” разрез сумийских лав; в апикальных частях перекрываются сариолийскими элювиально-делювиальными брекчиями и окружены шлейфами микститоподобных конгломерато-брекчий (рис. 2). В западной, более эродированной, части Кумсинской зоны гранитоидные ядра находятся в обрамлении сумийских лав. Апикальные части куполов обнажаются в восточной части зоны: в районе п. Чебино и г. Медвежьегорска. Здесь на архейских гранитогнейсах с корой физического выветривания в основании залегают непосредственно сариолийские отложения, в нижней части разреза представленные элювиальными и глыбовыми брекчиями, состоящими из обломков подстилающих пород [Коросов, 1991; Леонов и др., 1996]. Гранитогнейсы в ядрах куполов blastomylonitized и дезинтегрированы

на ромбовидные и линзовидные блоки различного размера. Аналогичную “тектоногенную” форму имеют глыбы гранитогнейсов в пределах элювиальных брекчий и микститоподобных образований, что создает впечатление постепенного перехода в пределах следующих разностей пород: 1) тектонически дезинтегрированные гранитоидные ядра куполов, 2) кора физического (и отчасти динамического) выветривания, 3) элювиальные и 4) микститоподобные хаотичные гранитоидные брекчии. Последние по латерали фациально замещаются гранитными конгломератами, а на значительном удалении от гранитоидных ядер куполов – хорошо окатанными и отсортированными полимиктовыми конгломератами с существенной примесью инородного материала.

Эти особенности можно объяснить лишь тем фактом, что гранитоидные купола активно развивались в период накопления сариолийских грубообломочных пород (рис. 2).

Вместе с тем имеются радиоизотопные данные, полученные в изотопной лаборатории ГИН РАН под руководством В. И. Виноградова, которые свидетельствуют и о более поздней ремобилизации купольно-сдвиговых структур Кумсинской зоны. Рассчитанный К-Аг возраст по материалу валовой пробы blastomylonitized биотитовых гранодиорито-гнейсов ядерной части купольной структуры, расположенной в 2 км к западу от

г. Медвежьегогорска вдоль Мурманской трассы, составил 1830 ± 10 млн лет. Расчет Rb-Sr возраста по монофракциям полевого шпата и биотита из этой же пробы дал более низкое значение – 1670 ± 60 млн лет. Очень высокие начальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($0,777 \pm 0,01$) свидетельствуют о том, что метаморфизму были подвержены породы древней развитой сиалической коры. Анализ валовых проб биотит-полевошпатовых бластомилонитов из центральной части гранитоидного массива дал расчетный Rb/Sr возраст 1270 ± 50 (?) млн лет, при начальном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7544 \pm 0,0002$. Полученные абсолютные возраста отражают время ремобилизации и метаморфизма гранитогнейсовых пород фундамента и соответствуют в основном свекофеннскому этапу тектоно-метаморфической активизации Карельского массива. Более молодые цифры требуют осторожного подхода, но если они верны, то вполне очевидно, что активизация купольных структур имела место и в рифее.

Отмеченные особенности литологических комплексов северо-западного Прионежья свидетельствуют о весьма сложном и расчлененном рельефе эпиконтинентальной области осадконакопления в раннем протерозое. Выходы рифтогенных комплексов сумия, маркирующие Койкарскую и Кумсинскую зоны, свидетельствуют, что к началу протерозоя данные структуры развивались как эпиконтинентальные рифты и представляли собой прогибаемые области с активным вулканизмом и накоплением мощных лавовых толщ [Коросов, 1991; Сыстра, 1991]. В сариолийское время обозначился этап структурно обусловленной дифференциации рельефа: появились первые признаки активного роста куполообразных структур, в ядрах которых к древней поверхности выветривания были выведены породы кристаллического фундамента. Это явление морфологически было весьма контрастным. Рост структур происходил достаточно быстро, сопровождался тектоно-денудационным обрушением кристаллических выступов с образованием шлейфов микститоподобных глыбовых свалов вокруг поднятий и перемытых галечников в сопряженных компенсационных депрессиях. Предварительные данные о литологических особенностях ятулийских комплексов свидетельствуют о том, что в пределах данной области мелководный ятулийский бассейн был весьма интенсивно расчленен и формировался при активной тектонической обстановке. Можно предполагать, что Койкарская зона в этот период была выражена поднятием дна бассейна, возможно, представляла собой цепочку островов – результат сочетания локальных поднятий и структурно сопряженных конседиментационных синклиналиных впадин. Развитие конседиментационных разрывов и

складок, а также формирование вулканов трещинного типа в пределах данной области происходило на протяжении всего ятулия.

Таким образом, в раннем протерозое на протяжении длительного периода времени (2500–1670 млн лет) рассматриваемая область отличалась весьма активным тектоническим режимом. Наблюдаемые в современной структуре зоны СТТ уже были обособлены и проявлялись тем или иным образом, что отразилось в литоформационных особенностях и характере размещения осадочно-вулканогенных комплексов. В данном контексте важно, что в этот период начали развиваться купольно-сдвиговые структуры, составляющие неотъемлемую часть структурного парагенеза зон СТТ.

Структурно-кинематические парагенезы Койкарской купольно-сдвиговой структуры

Для Койкарской структуры можно выделить три основных структурно-формационных комплекса: 1) фундамент, сложенный лопийскими породами, 2) сумийско-сариолийские образования, составляющие промежуточный комплекс, и 3) ятулийские осадочно-вулканогенные породы проточехла. Структурно-кинематические парагенезы изучались отдельно в каждом из этих комплексов с последующей их корреляцией. В целом было выявлено три парагенеза структур, из которых первые два связаны с лопийскими породами фундамента, а последний является единым (сквозным) для всех комплексов [Колодяжный, 1999б].

Структурные парагенезы фундамента. Структурными исследованиями Ю.В. Миллера [Миллер, 1988] было показано, что лопийский комплекс Койкарской антиклинали имеет складчато-линзовую структуру, состоящую из тектонических разновеликих линз, внутри которых отмечаются фрагменты ранних линейных складок F_1 , осложненных асимметричными складками F_2 (рис. 1Б). Ранние складки представляют собой сильно сжатые изоклинальные структуры субмеридионального ($ССВ 10^\circ$) простирания. Параллельно их осевым поверхностям развита минерализационная сланцеватость S_1 , занимающая конформное положение по отношению к слоистости. В плоскости сланцеватости развиты будинаж-структуры, минеральная линейность и линейность удлинения деформированных включений (галек, миндалин, лавовых подушек). Композиционная сланцеватость и минерально-агрегатная линейность сформированы серицитом, хлоритом, клинофозитом, актинолитом, альбитом и кварцем, что свидетельствует о формировании структур ранней

генерации в условиях мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации.

Статистическая обработка замеров ориентировки плоскостей сланцеватости на стереографической проекции позволяет выделить два основных типа складок в лопийских комплексах: 1) цилиндрические складки F_1 и 2) сопряженные асимметричные складки F_2 конической морфологии (рис. 1В). Это подтверждается и наблюдениями за мелкими складками [Колодяжный, 1999б]. Складчатые структуры F_2 имеют левый рисунок с подворотом коротких крыльев против часовой стрелки под различными углами от структуры к структуре (рис. 1В). Складки расположены диагонально-кулисно, образуя рисунок свойственный зонам сдвиговых деформаций с левосдвиговой кинематикой.

Со складками второй генерации связаны разнообразные мезо- и микроструктурные формы: сланцеватость, линейность удлинения, С-S- структуры, конформные зонки сдвига высокого порядка, вторичные диагональные сдвиговые зоны Риделя, структуры вращения и кинк-зоны. Морфология этих структур, характер вращения включений и различных линейно-плоскостных элементов, а также направления смещений вдоль элементарных сдвиговых зон свидетельствуют об объемных левосдвиговых перемещениях в период формирования структурно-кинематического парагенеза второй генерации [Колодяжный, 1999б].

В лопийских породах были отмечены элементы менее выраженного структурно-кинематического парагенеза третьей генерации с правосдвиговой кинематикой. К таковым относятся: кливаж, наложенные относительно разреженные главные и вторичные зонки сдвига, трещины отрыва и отслаивания, структуры типа “домино”, а также кинк-зоны и асимметричные складки F_3 , секущие и сминающие сдвиги и складки второй генерации. Структурно-кинематические парагенезы третьей генерации нередко развиваются унаследовано по более ранним плоскостным структурам. При этом вдоль плоскостей ранних левых сдвигов направление перемещения полярно меняется – структуры преобразуются в правые сдвиги. Это подчеркивается присдвиговыми подворотами и правосдвиговыми асимметричными складками течения F_3 , развитыми вдоль плоскостей концентрированного сдвига. Характерно также развитие сигмоидальных структур вращения мелких будин по часовой стрелке, что отражает вращательный момент в поле правосдвиговых перемещений. Структуры третьей генерации часто осложнены наложенными на них сдвиговыми пликвативно-дизъюнктивными формами, имеющими аналогичную кинематику и плоскостную ориентировку. Плоскости главных сдвиговых зоннок при этом испытывают

смятие в асимметричные складки правого рисунка, либо осложнены сигмоидальными структурами вращения. При этом отмечается появление новых плоскостей сдвига, секущих все более ранние структуры. Тем не менее нет никаких оснований выделять наложенные структуры в обособленный парагенез – их развитие связано с непрерывностью (перманентностью) процесса правосдвигового тектонического течения, с отмиранием и блокировкой одних структур и зарождением новых. Рассматривая картографический структурный рисунок лопийского комплекса в ядре Койкарской структуры, можно отметить много общего в его морфологии с мезо- и микроструктурами, описанными выше. Крупные тектонические линзы образованы сочетанием зон интенсивного расланцевания и разлинзования пород, имеющих ССВ и ССЗ простирания (рис. 1Б). Из них первая система сопоставима с зонами главного сдвига и соответствует общему простиранию Койкарской зоны. Смещения вдоль этих зон, судя по структурам тектонитов, отражают смену левосдвиговой кинематики на правосдвиговую. Нарушения ССЗ простирания, как правило, соответствуют левым сдвигам и, видимо, являются аналогами диагональных сдвиговых зоннок Риделя, выявленных в микроструктурах второй генерации. Обе системы нарушений срезают складки F_1 ; со складками второй генерации они формировались субсинхронно: в одних случаях срезают их, в других, – сами испытывают смятие. Вместе с тем, эти разрывы проникают в нижнепротерозойские вулканогенно-осадочные породы, что позволяет рассматривать их как долгоживущие структуры унаследованного развития. По-видимому, крупные тектонические линзы изначально сформировались как система дуплексов растяжения, – линз образованных сочетанием левосдвиговых конформных и диагональных зон. В условиях последующих правосдвиговых смещений заложившаяся ранее система линз переродилась в дуплексы сжатия с вращением линз по часовой стрелке (модель сдвига “домино”).

Важную характеристику кинематики крупных тектонических линз Койкарской структуры дает анализ структурного поведения линейности удлинения деформированных галек и других включений. В пределах тектонических линз эта закономерность проявляется в пологой ориентировке траекторий линейности в их центральных частях и постепенном ее погружении (до вертикального положения) в областях выклинивания линзовидных тел. Учитывая, что линейность удлинения отражает результирующее направление тектонического перемещения, можно констатировать, что в продольном разрезе тектонических линз фиксируются элементы концентрически организованных траекторий перемещения.

В целом в породах фундамента развиты структуры объемных сдвиговых деформаций, повторяющиеся в высокой степени подобия на разных масштабных уровнях. Левосдвиговые парагенезы структур второй генерации сменяются с унаследованием плоскостных элементов правосдвиговыми структурно-кинематическими парагенезами третьей генерации.

Структурные парагенезы сумийско-сариолийского комплекса. Андезитобазальтовые лавы сумия и конгломерато-брекчии сариолия слагают крупную складчато-линзовую структуру сигмоидальной формы в районе северного замыкания Койкарской структуры (рис. 1Б). Разрывы, ограничивающие линзу, имеют сквозное развитие: прослеживаясь в лопийские образования, содержат кинематические признаки сдвиговых структур третьей генерации, выявленной в лопийском комплексе. В целом слабо метаморфизованные протерозойские породы в этих зонах преобразованы в бластомилониты зеленосланцевой фации, идентичные тектонитам в лопийских образованиях. В породах сумия и сариолия фиксируются две системы сопряженных складок конической морфологии, осевые плоскости которых образуют острый угол (рис. 1Г,Д). Кливаж осевой плоскости отсутствует, но во всем объеме линзы развит кливаж разлома, представляющий собой мелкие зонки скалывания, которые имеют аналогичную ориентировку с плоскостями главных сдвигов в лопийских породах. Сигмоидальная форма сумийско-сариолийской складчато-линзовой структуры и морфология частных структур свидетельствуют об общем вращении по часовой стрелки в поле объемных правосдвиговых перемещений.

Таким образом, сумийско-сариолийские образования обнаруживают во многом сходную с лопийским комплексом складчато-линзовую структуру. Развитые в них конические складки свидетельствуют о проявлении сдвиговых деформаций. Факт сопряженности складок указывает на большой угол между главной плоскостью сдвигообразования и поверхностями, сминаемыми в складки. Очевидно, на начальном этапе формирования структуры сдвиговые деформации вдоль крутопадающих поверхностей в фундаменте отражались в полого залегающих сумийско-сариолийских породах, приводя к развитию сопряженных складок. Угловое несогласие между сумием и сариолием, по-видимому, свидетельствует о том, что начальные этапы развития складчатости имели место в предсариолийское время. В последующем весь комплекс был пронизан сдвигами, в результате чего сформировалась линзовидная структура, унаследовано отраженная от линзовых структур фундамента. Характер вращения этой линзы, а

также тип тектонитов и кинематика сдвиговых зон позволяют коррелировать данный структурный парагенез со структурами третьей генерации.

Структурные парагенезы проточехла. Вулканогенно-осадочные породы ятулийского чехла слагают крылья Койкарской антиклинали и залегают с несогласием либо на сумийско-сариолийских образованиях, либо непосредственно на породах лопийского фундамента (рис. 1Б). Базальная поверхность контакта и слоистость ятулийских пород образуют субизометричную пликативную структуру. На стереографической проекции полюса этих поверхностей рассеиваются в пределах концентрического поля, отражающего структурный узор куполообразной структуры (рис. 1Е). Вместе с тем отмечается две полосы концентрации полюсов вдоль малодуговых траекторий, что соответствует двум системам, по-видимому, сопряженных складок конической морфологии, осложняющих структуру. Осевые плоскости этих складок составляют острый угол (55°), который более чем в два раза превышает угол между сопряженными складками в сумийско-сариолийских породах (рис. 1Г,Д,Е). Система складок северо-восточного (ССВ 15°) простирания имеет субвертикальную ось складчатости и, в целом, конформна простиранию Койкарской зоны сдвиговых деформаций. Складки северо-западного направления осложняют крылья Койкарской куполообразной структуры, имеют относительно пологую ось складчатости и занимают диагональное положение в общей структуре зоны (рис. 1Б).

Относительно слабо метаморфизованные и полого залегающие слои ятулийских пород пересекаются разветвленной системой крутопадающих зон сдвиговых деформаций, ширина которых порой превышает 200 м (рис. 1Б). В их пределах породы интенсивно рассланцованы и разлинзованы, превращены в альбит-биотит-хлоритовые (по базальтам) и серицит-кварцевые (по терригенным породам) бластомилониты. По отношению к общему простиранию Койкарской зоны данные нарушения образуют системы конформных и диагональных структур. Некоторые из них прослеживаются в породы сумийско-сариолийского и лопийского комплексов, осложняя контакты сдвиговыми смещениями. Крутопадающие сдвиговые зоны, развитые в лопийских породах ядра Койкарской структуры, в месте пересечения с контактом ятулийских пород секут его и отчасти расщепляются на ряд субпослойных надвигов – базальных срывов чехла. В разрезе такая структура имеет вид пальмового дерева.

Во внутренней структуре конформных нарушений отмечается закономерный структурно-кинематический парагенез правосдвиговых пластических дефор-

маций. Отмечается сочетание следующих мезо- и микроструктур: главные и диагональные (сдвиги Риделя) зонки сдвига, С-S- структуры, сланцеватость, минерализованные трещины отрыва, различные структуры вращения мелких включений, линейность удлинения и системы линз-дуплексов различного масштаба. По пространственной ориентировке и набору структурных форм, по вещественному составу тектонитов и кинематическому признаку данный парагенез сопоставим со структурами третьей генерации, развитыми в лопийском комплексе. Сочетание главных сдвиговых зон и вторичных сдвигов Риделя обуславливает линзовидную структуру зон. Длинные оси тектонических линз обычно имеют субгоризонтальное положение. Процессы пластических деформаций в пределах зон многократно подновлялись, о чем свидетельствуют складки течения, осложняющие эпидотовые и кварцевые жилы трещин отрыва.

За пределами зон сдвиговых деформаций ятулийские породы дислоцированы слабо: локально развит кливаж разлома, простираение которого, в целом, подчинено простираению главных сдвиговых зон. Часто отмечается сквозное проникание ятулийского кливажа в лопийские породы, где он сливается с конформно ориентированными с ним плоскостными структурами третьей генерации.

Приведенные выше данные позволяют выделить единый тип деформации (структуры третьей генерации), приводящий к ремобилизации ранних структур в породах фундамента и прогрессивному структурообразованию в породах проточехла. В структурно-кинематическом отношении он соответствует объемным сдвиговым деформациям с правосдвиговой кинематикой. Вязкие сдвиги в пределах проточехла наследуют простираения нарушений фундамента и являются, таким образом, сквозными и “просвечивающими” сквозь призму осадков. Складчатая структура ятулийского комплекса, по-видимому, начинала формироваться с некоторым опережением по отношению к разрывам: сдвиговые деформации фундамента вдоль крутопадающих сместителей, перекрытых полого залегающим чехлом, отразились в формировании сопряженной системы складок чехла – диагональных и конформных. Результатом взаимодействия сдвиговой тектоники фундамента и чехла, по-видимому, явилось формирование Койкарской куполообразной структуры.

Таким образом, структурно-геологические данные позволяют проследить длительную эволюцию сдвиговых зон и генетически связанных с ними купольно-сдвиговых структур северо-западного Прионежья. Имеются признаки активного и унаследованного тектонического развития данных структур от позднего архея до конца раннего протерозоя (возможно до ри-

фея). Фанерозойский этап из-за отсутствия геологических реперов остается за рамками наблюдения. Исследования современного рельефа и ландшафта позволяют пролить дополнительный свет на вопросы длительности и унаследованности развития Койкарской куполовидной структуры.

Неотектоническое развитие Койкарской структуры

В рельефе Койкарская купольно-сдвиговая структура выражена компактной группой возвышенностей, абсолютные отметки которых достигают 150 м (максимальная 168,8 м), а относительные превышения составляют десятки метров. В целом рельеф денудационный. Коренные породы повсеместно обнажаются на поверхности, образуя сравнительно пологие вершины холмов, несущие следы ледниковой экзарации в виде бараньих лбов, и многочисленных уступы, расположенные преимущественно в основаниях склонов. Возвышенности обычно разделены сравнительно узкими депрессиями, дно которых заболочено или маркируется небольшими озерами. Озера, расположенные по периферии Койкарской структуры, подчеркивают ее овальную куполовидную форму (рис. 3). В пониженных участках во многих случаях развит грядовый рельеф, связанный с препарировкой сильно рассланцованных пород. Рыхлые отложения на склонах крайне мало мощны и представлены щебенчато-песчаной смесью с отдельными валунами. В депрессиях местами наблюдаются небольшие флювиогляциальные озера, сложенные слоистыми песчано-гравийными рыхлыми породами с включениями галек. У основания обрывов наблюдаются обвальное-осыпные накопления. Все рыхлые отложения имеют поздне- и послеледниковый возраст.

Орографический анализ взаимного расположения возвышенностей и депрессий показывает, что в пределах древней куполовидной структуры выделяется частично наследующая ее аналогичная новейшая морфоструктура, несколько смещенная по отношению к древним контурам и имеющая внутреннее блоковое деление на поднятые и опущенные участки (рис. 3). Анализ скульптуры поверхности склонов (учитывая данные о литолого-прочностных характеристиках пород и направлении движения ледника) позволяет установить ряд особенностей новейшего и послеледникового развития Койкарской структуры. Склоны большинства возвышенностей имеют примерно одинаковый облик – чередование полого наклоненных задернованных поверхностей и ступеней с коренными обрывами. На этом фоне в северной части куполовидной морфоструктуры от-

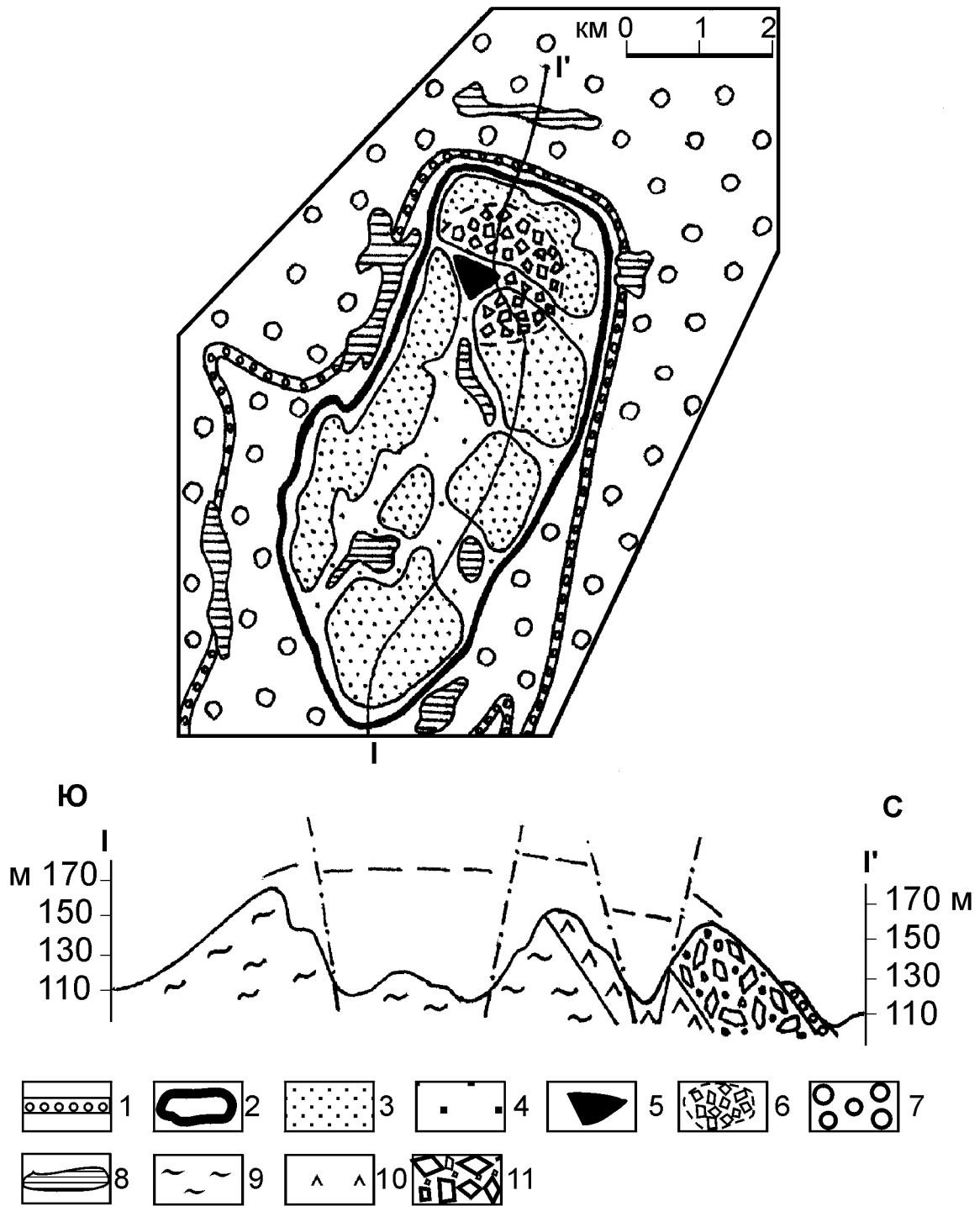


Рис. 3. Схема ландшафтного районирования Койкарской купольно-сдвиговой структуры и ее продольный гипсометрический профиль.

1 – кварцевые конгломераты и гравелиты ятулия, подчеркивающие контуры древней куполообразной структуры; 2 – контуры новейшей куполовидной структуры; 3 – поднятые блоки внутри новейшего купола; 4 – опущенные участки; 5 – депрессия – провал; 6 – область разваливания склонов на глыбы; 7 – участки холмисто-грядового рельефа за пределами Койкарской структуры; 8 – породы лопийского фундамента; 9 – андезитобазальты сумия; 10 – глыбовые брекчии сариолия.

четливо выделяется участок, являющийся геоморфологической аномалией для всего района (рис. 3). В этом месте вершинные поверхности возвышенностей теряют свою монолитность. Происходит нарезка коренных пород по имеющимся системам субвертикальных трещин на блоки диаметром от 2–3 м до 30 м, разделенные грабеновидными понижениями глубиной до первых метров. Немного ниже по склону, в предвершинной части блоки раздвигаются и разделяющие их грабеновидные провалы достигают уже более десятка метров по ширине и высоте. Еще ниже по склону наблюдаются отдельные глыбы диаметром в метры и десятки метров, разделенные аналогичными промежутками и явно увязываемые с оползневым процессом. Подобное морфологическое строение характерно для нескольких склонов разной экспозиции, образующих в сумме своеобразный цирк вокруг небольшой треугольной депрессии, расположенной как бы в апикальной части новейшего Койкарского купола. Появление подобной геоморфологической аномалии необъяснимо с точки зрения однонаправленно-экзарационной деятельности ледника, двигавшегося в этих местах с северо-запада на юго-восток, или влияния литологического контроля коренных пород. Видимо, треугольная депрессия является неотектонически развивающейся, что и приводит к избирательной активизации оползневых процессов по ее периферии. В местах активного проявления купольной, особенно солянокупольной тектоники широко известны факты образования провалов-грабенов в апикальных частях этих структур, связанные с ростом куполов и проявлением условий растяжения в их апикальной части [Косыгин, 1950].

Таким образом, куполовидная в рельефе морфологическая форма выступа фундамента, а также наличие активно развивающегося провала в центральной части Койкарского куполовидного выступа являются важным свидетельством его роста в новейшее и, видимо, в послеледниковое время.

Обсуждение материала

Приведенные материалы свидетельствуют о чрезвычайно длительном периоде развития сдвиговых зон и генетически связанных с ними купольно-сдвиговых структур северо-западного Прионежья. Последовательность развития структурных парагенезов в пределах Койкарской купольно-сдвиговой структуры представляется в следующем виде. В позднем архее в процессе ребольского тектонометаморфического цикла формируется система линейных складок F_1 , имевших, в современных координатах, северо-восточную ориентировку (рис. 4А).

Можно предполагать, что их формирование было связано с начальными этапами деформации сдвига. Последующее развитие ребольских деформаций с левосдвиговой кинематикой приводит к формированию асимметричных складок F_2 , диагональных (R_2) и продольных (C_2) сдвигов, сочетание которых обусловило развитие линзовидной структуры – системы дуплексов растяжения (рис. 4Б,В). Данный структурный парагенез с высокой степенью подобия повторяется на разных масштабных уровнях и характеризует тектоническую обстановку транспрессии (сдвиг со сжатием).

К началу раннего протерозоя геодинамическая ситуация меняется. Проявление и характер размещения рифтогенных андезитобазальтовых комплексов сумия позволяет предположить, что их формирование происходило в режиме транстенсии (сдвиг с растяжением) в пределах локальных грабенообразных впадин, образующих кулисную систему в соответствии со структурными особенностями заложившейся ранее сдвиговой зоны (рис. 4Г). Направления сдвиговых перемещений для сумийского этапа достоверно не установлены, но можно предположить, что они унаследовали левосдвиговой характер ребольского цикла. Первые признаки формирования купольно-сдвиговых структур проявляются в сарилийское время, что фиксируется по характеру фациального распределения хаотичных глыбовых брекчий (проксимальные фации) и хорошо отсортированных конгломератов (дистальные фации) сариолия (рис. 4Д). Хаотичные комплексы, свидетельствующие о интенсивном обрушении и быстром захоронении осадков, обрамляют куполообразные структуры, образуя шлейфообразные тела (рис. 2). По мере удаления от кристаллических ядер куполов хаотично построенные пачки постепенно сменяются хорошо окатанными и отсортированными полимиктовыми конгломератами [Коросов, 1991; Леонов и др., 1996]. Формирование положительных куполообразных морфоструктур, по-видимому, свидетельствует о инверсии предшествующего режима транстенсии и общем преобладании ситуации, характеризующей обстановку транспрессии. Ятулийский этап характеризовался накоплением осадочных и вулканических серий в пределах обширных мелководных бассейнов платформенного типа. Наличие конседиментационных складчато-разрывных структур, характер размещения магматических тел и некоторые литофациальные признаки осадков свидетельствуют об относительно активном тектоническом развитии Койкарской зоны в ятулийское время [Войтович, 1971; Светов, 1979].

Интенсивные структурные преобразования, обусловившие формирование основных структурных элементов сдвиговых зон северо-западного Прионе-

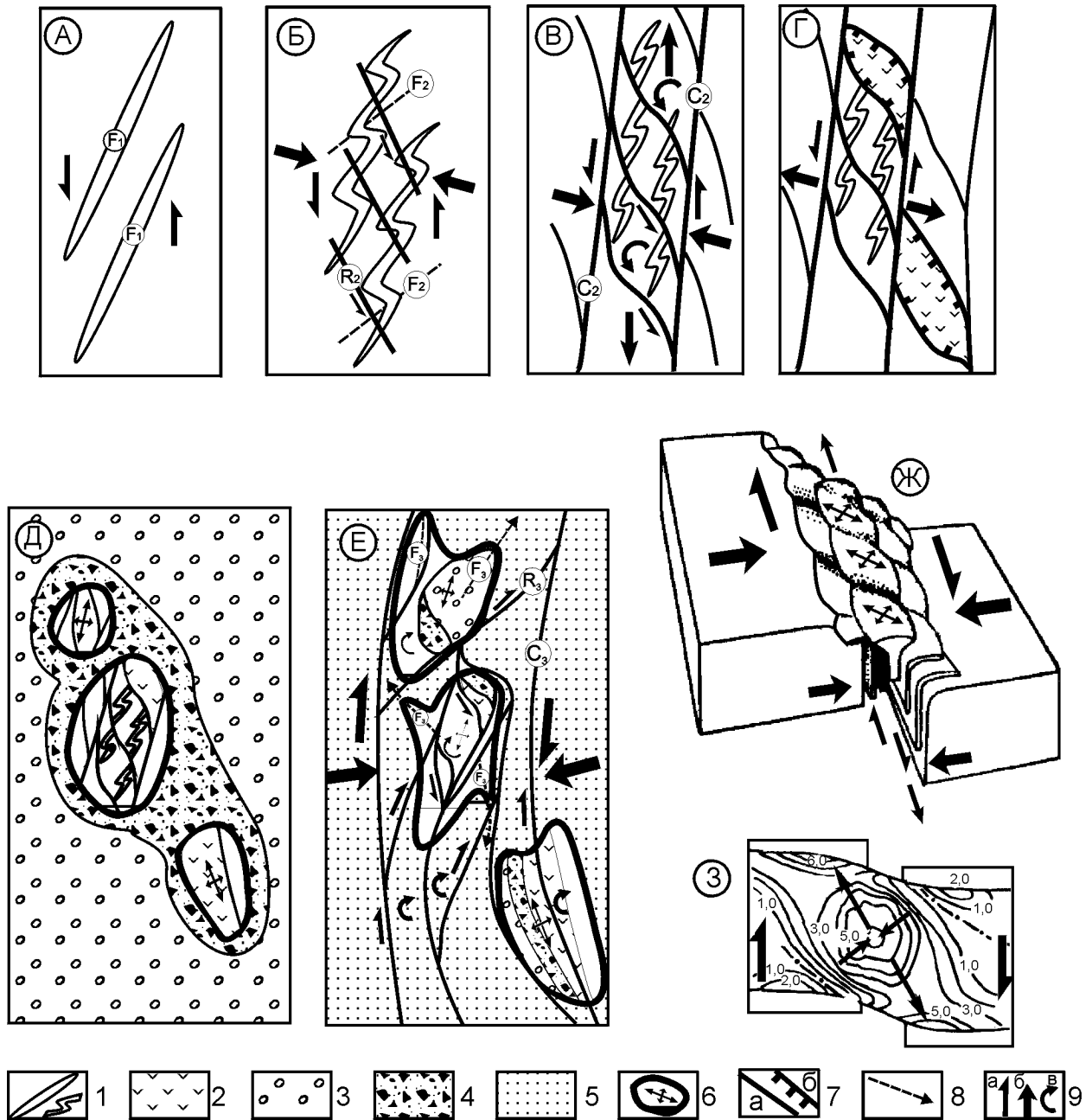


Рис. 4. Схемы, отражающие эволюцию Койкарской зоны СТТ на лопийском (А-В), сумийском (Г), сариолийском (Д) и свекофенском (Е) этапах развития. Блок-диаграмма (Ж) иллюстрирует морфологию “пальмовой” структуры в обстановке транспрессии (по [Морозов, Гентнер, 1997; Harland, 1971]). На схеме 3 изолиниями показаны концентрические субизометричные в плане траектории максимальных касательных напряжений, возникающие в условиях деформации сдвига (по [Бондаренко, 1991]). Пояснения см. текст.

1 – складчатые структуры лопийского фундамента; 2 – андезитобазальты сумия; 3–4 – конгломераты (3) и глыбовые брекчии (4) сариолия; 5 – отложения ятулия; 6 – купольно-сдвиговые структуры; 7 – разрывы: а) сдвиги и взбросо-сдвиги, б) сбросы; 8 – оси складок; 9 – направления сдвигового (а) и тангенциального (б) перемещений, направления вращения структур (в). Буквенные обозначения: F_1 , F_2 и F_3 – оси складок первой, второй и третьей генерации, C – главные зоны сдвига, R – диагональные вторичные сдвиги.

жья, имели место в свекофеннский этап диастрофизма. Это подтверждается радиоизотопным датированием тектонизированных гранитоидов в ядрах купольно-сдвиговых структур (1830–1670 млн лет), а также тем фактом, что дислокации данного типа охватывают практически всю призму нижнепротерозойских протоплатформенных отложений. В пределах Койкарской зоны складчатая структура ятулийского комплекса, по-видимому, начинала формироваться с некоторым опережением по отношению к разрывам: сдвиговые деформации фундамента вдоль крутопадающих сместителей, перекрытых полого залегающим проточехлом, отразились в формировании сопряженной системы складок чехла – диагональных и конформных. Результатом взаимодействия сдвиговой тектоники фундамента и чехла, по-видимому, явилось формирование куполообразных структур, образующих кулисную систему (рис. 4Е). В дальнейшем в пределах проточехла начинают формироваться вязкие сдвиги, наследующие простираения нарушений фундамента и являющиеся, таким образом, сквозными и “просвечивающими” сквозь призму осадков. На разных масштабных уровнях отмечается унаследованное развитие более молодых структур (третья генерация) за счет более древних: фундамент продолжает испытывать пластические сдвиговые деформации в режиме ремобилизации. В кинематическом отношении новообразованный структурный парагенез соответствует объемным сдвиговым деформациям с правосдвиговой кинематикой (рис. 4Е). Породы лопийского фундамента в ядре Койкарской структуры образуют кулисную систему линзовидных тел, вращающихся по часовой стрелке в поле правосдвиговых смещений. Такого типа деформация соответствует сдвигу по принципу “домино”. Она с высокой степенью подобия повторяется в структурах мезо- и микроуровней, отражая объемный характер сдвиговых деформаций. Результатом этой деформации является общее продольное тектоническое течение горных пород, что приводит к появлению локальных областей латерально-продольного растяжения и нагнетания. В пределах последних возникают условия для трехмерных деформаций [Эз, 1985]. Концентрические траектории линейности удлинения, отражающие направление тектонического течения вещества в пределах линзовидных тел, по-видимому, также связаны с локальными вариациями полей напряжения в условиях продольного течения. Также важно, что в пределах лопийского фундамента тектонические линзы изначально сформировались как система дуплексов растяжения в условиях объемных левосдвиговых смещений. При этом вторичные диагональные сдвиги образовывали левую систему эшелонирования. В условиях последующих свекофеннских

правосдвиговых смещений система переродилась в дуплексы сжатия. Сочетание правосдвиговой кинематики вдоль главных сдвигов и заложившейся ранее левой системы эшелонирования диагональных зон в условиях транспрессии обуславливает развитие структур сжатия и поднятий (pop’s-up) [Морозов, Гептнер, 1997], т.е. – купольно-сдвиговых структур. Вместе с тем, если рассматривать весь сегмент Койкарской зоны, изображенный на рис. 1Б, то отмечается совпадение знаков позднего (правового) сдвигового смещения и системы эшелонирования диагональных правых сдвигов, что отвечает ситуации структуры с продольным растяжением. Таким образом в результате синхронного взаимодействия ремобилизованных ранних и более поздних структур мы имеем дело с разноранговыми структурными парагенезами: в более крупную структуру продольного растяжения как бы вложены локальные структуры продольного сжатия (pop’s-up), соответствующие выходам купольно-сдвиговых форм.

В результате свекофеннских тектоно-метаморфических преобразований Койкарская зона сдвиговых деформаций приобрела черты “пальмовой” структуры (рис. 4Ж). Полевые и экспериментальные данные свидетельствуют, что подобные формы образуются в условиях транспрессии (сдвиг со сжатием) в результате выдавливания нижних комплексов в верхние структурные уровни [Морозов, Гептнер, 1997; Harland, 1971]. Под влиянием сдвигового компонента куполообразные структуры выдавливания располагаются кулисно в пределах осевых частей зон сдвиговых деформаций. В краевых частях таких зон нередко формируются дивергентные надвиговые системы, элементы которых выявлены в северном сегменте Койкарской зоны [Войтович, 1971; Колодяжный, 1999б]. Вместе с тем, если предположить, что главным фактором формирования купольно-сдвиговых структур является только механизм выдавливания, то становится трудно объяснить изометричную в плане форму куполов. Экспериментальные данные П. М. Бондаренко [Бондаренко, 1991] показали, что сдвиговые перемещения в относительно жестком основании (фундаменте) сопровождаются появлением изометричных концентрически замкнутых траекторий максимальных касательных напряжений в перекрывающих более пластичных материалах (чехол) (рис. 4З). В рассмотренном случае в систему таких траекторий могут быть вписаны сдвиговые зоны, образующие линзовидную структуру лопийского фундамента и проточехла. При наличии факторов выжимания и вращения тел вокруг вертикальной оси наибольшей активизации будут подвержены те нарушения, которые в большей мере соответствуют положению концентрических траекторий касательных напряжений.

Таким образом, сочетание разнообразных факторов определяет развитие купольно-сдвиговых структур и, в частности, их изометричную в плане форму.

Структурно-геологические данные позволяют проследить длительную эволюцию сдвиговых зон и генетически связанных с ними купольно-сдвиговых структур северо-западного Прионежья. Имеются признаки активного и унаследованного тектонического развития данных структур от позднего архея до конца раннего протерозоя (возможно до рифея: 1270 млн лет). Это согласуется с фактом длительного и периодического проявления гидротермально-метасоматической минерализации свекофеннского (1900–1700 млн лет), позднепротерозойского (1100–900 млн лет), мезозойского (150–100 млн лет) времени, которая имела место в пределах зон Онежской системы дислокаций [Полеховский и др., 1995]. Однако значительная часть фанерозойского этапа остается за рамками наблюдения из-за отсутствия геологических реперов. Исследования современного рельефа и ландшафта свидетельствуют о некоторой активизации рассмотренных сдвиговых зон. В частности, как показывает схема движения ледников, приведенная в [Геология Карелии, 1987], Койкарская зона в ледниковый период была выражена в качестве ледораздельного цокольного выступа, влияющего на направления движений ледовых масс. Наши данные свидетельствуют об активном развитии Койкарской купольно-сдвиговой структуры в новейшее и, видимо, в послеледниковое время.

Учитывая сумму имеющихся данных, можно предположить, что формирование купольно-сдвиговых структур северо-западного Прионежья является результатом объемных сдвиговых деформаций в обстановке транспрессии с горизонтально-продольным и вертикальным выжиманием горных масс. При этом существенную роль играло комплексное взаимодействие ряда факторов: 1) обстановка транспрессии, 2) одновременное развитие деформации сдвига в породах фундамента и чехла, 3) концентрически организованные траектории максимальных касательных напряжений в зонах сдвиговых деформаций, 4) вращение линзовидных тел вокруг субвертикальной оси, 5) развитие трехмерной деформации в структурах типа дуплексов сжатия, с появлением вертикальной составляющей перемещений. Во многом сходные факторы были выявлены путем математического анализа трехмерных складок, развитых в пределах Плато Аппалачи в западной Пенсильвании [Fletcher, 1991], в результате полевых исследований и экспериментального воспроизведения тектонической ситуации в районе хребта Султан-Увайс [Морозов, Гентнер, 1997].

По структурно-кинематическим парагенезам сдвиговые зоны северо-западного Прионежья во многом

сходны с описанными в литературе зонами сдвиговых деформаций, развитыми в породах метаморфического фундамента и перекрывающего его чехла. К таковым относятся сдвиговые зоны Армориканского массива, Западной Мессеты в Марокко, а также сдвиги Иберийской арки [Berthe and Brun, 1980; Choukroune et al., 1987; Jegouzo, 1980; Pique et al., 1980; Ponce de Leon and Choukroune, 1980]. Как показывает опыт полевых и экспериментальных исследований характерными структурами зон сдвиговых деформаций являются конические сопряженные и колчановидные складки, главные и вторичные сдвиги Риделя, С-S структуры и структуры вращения, полого ориентированная линейность удлинения, диагональные складки чехла и системы дуплексов, асимметрично организованные структуры и структурные рисунки.

Для структурных парагенезов Койкарской зоны важнейшим корреляционным признаком является их кинематика. В целом можно выделить два основных структурно-кинематических типа сдвиговых деформаций, связанных с позднеархейскими левосдвиговыми и раннепротерозойскими правосдвиговыми перемещениями. Сдвиговые деформации развивались на фоне периодической смены обстановок сжатия и растяжения, т.е. при циклическом чередовании режимов транспрессии и транстенсии. Вопрос в чем состоит причина изменения кинематики данной зоны остается открытым и требует дополнительных исследований по сопредельным территориям.

Заключение

1. Сдвиговые зоны северо-западного Прионежья и генетически связанные с ними купольно-сдвиговые структуры представляют собой долгоживущие нарушения, формирование которых происходило в унаследованном режиме с позднего архея вплоть до новейшего времени.

2. На протяжении эволюции данных структур их общая кинематика неоднократно менялась, что отражается в смене знаков сдвиговых перемещений, а также в периодической инверсии режимов транспрессии и транстенсии.

3. Формирование купольно-сдвиговых структур в пределах зон сдвиговых деформаций связано с режимом транспрессии – объемными деформациями сдвига на фоне общего сжатия, охватывающими одновременно породы метаморфического фундамента и чехла. Действующие при этом механизмы выжимания в тесном взаимодействии с различными факторами сдвиговых деформаций приводят к появлению субизометричных куполообразных структур, образующих кулисные системы.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (гранты № 96-05-64412 и 99-05-65366). Неоценимую помощь в определении абсолютных возрастов пород оказали сотрудники изотопной лаборатории ГИН РАН под руководством В. И. Виноградова.

Литература

- Бондаренко П. М., *Моделирование полей напряжений, прогноз дислокаций в сдвиговых зонах и их систематика. Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых*, с. 37–52, Наука, Москва, 1991.
- Войтович В. С., О природе Койкарской зоны дислокаций Балтийского щита, *Геотектоника*, (1), 33–42, 1971.
- Геология Карелии*, 231 с., Наука, Инст-т Карельского фил. АН СССР, Ленинград, 1987.
- Колодяжный С. Ю., Структурно-вещественные парагенезы Кукаозерского сегмента Северо-карельской зоны (Балтийский щит), *Геотектоника*, (6), 72–89, 1998.
- Колодяжный С. Ю., Процессы вертикальной аккреции в Северо-карельской зоне Балтийского щита, *Бюлл. Моск. О-ва Испытателей Природы, Отд. геол.*, 74, Вып. 1, 14–29, 1999а.
- Колодяжный С. Ю., Структурные парагенезы и кинематика Койкарской зоны сдвиговых деформаций Карельского массива, *Геотектоника*, (6), 29–44, 1999б.
- Коросов В. И., *Геология дьятулийского протерозоя в восточной части Балтийского щита (сумий, сариолий)*, 118 с., КНЦ АН СССР, Петрозаводск, 1991.
- Косыгин Ю. А., *Соляная тектоника платформенных областей*, 246 с., Гостоптехиздат, Ленинград, 1950.
- Кратц К. О., *Геология карелид Карелии*, 230 с., Изд. АН СССР, М.-Л., 1963.
- Леонов М. Г., Внутренняя подвижность фундамента и тектогенез активизированных платформ, *Геотектоника*, (5), 16–33, 1993.
- Леонов М. Г., Протрузии кристаллического фундамента (факт существования, структура, механизм формирования), *Бюлл. МОИП, Отд. геол.*, 69, Вып. 2, 3–18, 1994.
- Леонов М. Г., Тектоническая подвижность фундамента и внутриплатформенный тектогенез в свете представлений о нелинейности геологических процессов, *Нелинейная геодинамика*, с. 79–103, Наука, Москва, 1994.
- Леонов М. Г., Колодяжный С. Ю., Вертикальная аккреция земной коры: суть проблемы и ее структурно-тектонические аспекты, *Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты, Материалы 31 Тектонического совещания*, Том 1, с. 299–303, ГЕОС, Москва, 1998.
- Леонов М. Г., Колодяжный С. Ю., Петрова В. В., О характере взаимоотношений архейского фундамента и ятулийского проточехла Карельского массива (на примере района озера Сегозеро), *Бюлл. Моск. О-ва Испытателей Природы, Отд. геол.*, 74, Вып. 2, 3–14, 1999.
- Леонов М. Г., Колодяжный С. Ю., Сомин М. Л., О тектонической подвижности кристаллических пород фундамента в ядрах антиклинальных структур Северного Прионежья (Балтийский щит), *Геотектоника*, (1), 1–11, 1996.
- Леонов М. Г., Колодяжный С. Ю., Сомин М. Л., Структуры тектонического течения в отложениях протоплатформенного чехла Карельского массива (Балтийский щит), *Бюлл. Моск. О-ва Испытателей Природы, Отд. Геол.*, 70, Вып. 3, 20–32, 1995.
- Лукьянов А. В., *Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере*, 144 с., Наука, Москва, 1991.
- Лукьянов А. В., Структурные проявления горизонтальных движений земной коры, *Тр. ГИН АН СССР*, Вып. 136, 212 с., Наука, Москва, 1965.
- Миллер Ю. В., *Структура архейских зеленокаменных поясов*, 144 с., Наука, Ленинград, 1988.
- Морозов Ю. А., Гептнер Т. М., Сопоставление природных и экспериментально воспроизведенных структурных ансамблей, сформированных в условиях транспрессии и транстенсии, *Проблемы эволюции тектоносферы*, с. 219–258, ОИФЗ РАН, Москва, 1997.
- Новикова А. С., Чахмачев В. Г., К вопросу о происхождении Онежско-Сегозерской системы дислокаций, *Геотектоника*, (4), 22–31, 1967.
- Полеховский Ю. С., Тарасова М. П., Нестеров А. Р., Благороднометальная минерализация месторождений комплексных руд в докембрийских черных сланцах Заонежья Карелии, *Благородные металлы и алмазы севера европейской части России*, Тезисы докл., с. 85–87, КНЦ РАН, Петрозаводск, 1995.
- Проблемы стратиграфии нижнего протерозоя Карелии*, 159 с., Петрозаводск, 1989.
- Робонен В. И., Рыбаков С. И., *Вулканизм в протерозое Карелии, Лопийский этап, Вулканические постройки протерозоя Карелии*, с. 15–18, Наука, Ленинград, 1978.
- Светов А. П., *Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии*, 208 с., Наука, Ленинград, 1979.
- Светова А. И., *Койкарская вулканическая постройка, Вулканические постройки Карелии*, с. 75–82, Наука, Ленинград, 1978.
- Светова А. И., Мельянец Н. В., *Строение сумийского комплекса и его соотношения с лопийскими и сариолийскими образованиями Койкарской структуры*, Оперативно-информационные материалы, с. 36–40, Карел. Фил. АН СССР, Петрозаводск, 1985.
- Сыстра Ю. Й., *Тектоника карельского региона*, 176 с., Наука, Санкт-Петербург, 1991.
- Харитонов Л. Я., *Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита*, 360 с., Наука, Москва, 1966.
- Эз В. В., *Складкообразование в земной коре*, 240 с., Недра, Москва, 1985.
- Berthe D., and Brun J. P., Evolution of folds during progressive shear in the South Armorican shear zone, France, *Journal of Structural Geology*, 2, (1/2), 127–133, 1980.
- Choukroune P., Gapais D., and Merle O., Shear criteria and structural symmetry, *Journal of Structural Geology*, 9, (5/6), 525–530, 1987.
- Fletcher R. C., Three-dimensional folding of an embedded

- viscous layer in pure shear, *Journal of Structural Geology*, 13, (1), 87–96, 1991.
- Harland W. B., Tectonic transpression in Calidonian Spitsbergen, *Geol. Mag.*, 108, 27–42, 1971.
- Jegouzo P., The South Armorican shear zone, *Journal of Structural Geology*, 2, (1/2) 39–47, 1980.
- Pique A., Jeannette D., and Michard A., The Western Meseta shear zone, a major and permanent feature of the Hercynian belt in Morocco, *Journal of Structural Geology*, 2, (1/2), 55–61, 1980.
- Ponce de Leon M. I., and Choukroune P., Shear zone in the Iberian Arc, *Journal of Structural Geology*, 2, (1/2), 63–68, 1980.

(Поступила в редакцию 15 августа 2000.)