

УДК 551.7(477.75)

МОРФОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НИЖНЕЮРСКОГО СКЛАДЧАТОГО КОМПЛЕКСА ДОНУЗОРАН (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КРЫМ)

Арк.В. Тевелев, Е.А. Шмонова, Ал.В. Тевелев

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Поступила в редакцию 10.04.13

Складчатый комплекс Донузوران изучен в крупном обнажении пород таврической серии в устье правого берега р. Бодрака. Таврические турбидиты образуют здесь систему макроскладок северо-западного простирания, сопряженных с синкинематическими разрывами разных типов. Установлено, что компетентные песчаники толщи турбидитов смяты в складки, близкие к концентрическим, а некомпетентные аргиллиты и рассланцованные алевролиты в тех же структурах имеют облик подобных складок. Масштабное перетекание материала из крыльев складок в их замки проявлено в большей степени на западных крыльях антиформ, и заметно слабее на восточных. Это приводит к несовпадению залегания осевых поверхностей складок и поверхностей бисектрис замковых углов. Предполагается, что структуры донузоранского типа относятся к типу флексурных складок течения и образованы во фронтальной зоне достаточно мощного надвига.

Ключевые слова: складчатая система, турбидиты, таврическая серия, Крым.

Введение

Турбидиты триасово-юрской таврической серии вместе с одновозрастными флишоидными толщами эскиординской серии слагают складчатый фундамент Горного Крыма (Геологическое строение..., 1989; Муратов, 1973; Никишин и др., 2006). Практически во всем поле распространения таврические породы образуют сложные по строению разрывно-складчатые структуры разного размера и облика, однако, обнажения хорошо оформленных *макроскладок* этих пород встречаются в регионе довольно редко, особенно за пределами приморских эскарпов. Как правило, в приповерхностной структуре таврические толщи образуют разномасштабные, более или менее моноклиальные пакеты, сложенные ритмическими пачками песчаников, алевролитов и аргиллитов, залегающих как в нормальных, так и в опрокинутых залеганиях. Пакеты сочленяются разрывами преимущественно надвиговой, взбросовой, взбросодвиговой кинематики. В тех случаях, когда удается наблюдать целые системы таких пакетов, как, например, в крупных обнажениях междуречья Марты и Бодрака, их структура выглядит относительно неупорядоченной. Многочисленные попытки выявить закономерности пространственной архитектуры отложений таврической серии путем массового замера элементов их залегания успеха не принесли (А.М. Никишин, устное сообщение). М.В. Муратов сравнивал структуру таврической серии с современной оползневой и обвальной структурой Черноморского побережья Крыма (Муратов, 1973), и эта интерпретация остается справедливой и в настоящее время. По мнению А.М. Никишина с соавторами (Никишин и др., 2006), как триасовая часть разреза таврических отложений, так и нижнеюрская (лейасовая) их часть в структурном

отношении представляют собой покровные комплексы, которые формировались в несколько фаз тектонизации, геодинамическая природа которых остается проблемной.

Локальные изгибы пластов в таврических отложениях присутствуют во всех масштабах — от небольших внутрислойных инволюций до гипотетических покровно-складчатых деформаций амплитудой во многие сотни метров, сминающих как нормально залегающие толщи, так и опрокинутые моноклиальные пакеты (Панов и др., 2009). Редкость обнажений хорошо оформленных макроскладок при общей неопределенности тектоники таврической серии видимо и привели к тому, что детальные структурно-геологические описания складок практически отсутствуют. М.В. Муратов, указывая, что «породы таврической серии повсюду чрезвычайно сложно дислоцированы, образуя мелкие, опрокинутые в одном направлении складки, нередко осложненные надвигами, местами перемятиями и зонами дробления», приводил в качестве иллюстрации фотографию правильной гребневидной складки, достаточно редкой в структуре таврических отложений (Муратов, 1973).

Обобщая наши наблюдения структуры таврических отложений на Южном берегу Крыма и в Бахчисарайском районе Крымской области, мы можем выделить среди макроскладок этой толщи три связанных морфологических типа (рис. 1). К первому типу отнесены лежащие складки с субгоризонтальной осевой поверхностью, оборванные (в обнажениях обычно сверху) субгоризонтальным разрывом, грубо параллельным осевой поверхности (рис. 1, А, Б). Складки этого типа, как правило, подобные, масштаб межслойного перетекания материала в их крыльях и замках лим-

тируется относительным содержанием песчаных и аргиллитовых компонентов. В случае преобладания тонких разностей в складках лучше выдерживается подобие слоев, а их замковые изгибы оказываются более гладкими, чем в складках, образованных в толщах с большим содержанием песчаных прослоев. Обе складки, показанные на рисунке, представляют собой хорошо известные учебные объекты (Никитин, Болотов, 2006). Крупная складка в бухте Лазурной (рис. 1, А) — это опрокинутая антиклиналь, а небольшая складка к северу от пос. Верхоречье в долине Качи (рис. 1, Б) сложена породами, имеющими перевернутое залегание, и формально является синклиналью.

Другим, относительно распространенным морфологическим типом складок пород таврической серии являются узкие (до изоклинальных) синформы с крутозалегающей осевой поверхностью (рис. 1, В, Г). Они формируются в ритмитах с относительно мощными базальными песчаниками, которые, собственно, и выстраивают наблюдаемые в обнажениях крылья синформ, в замках последних обычно развиты интенсивные — до хаотических — деформации алевролит-аргиллитовых прослоев. В известных нам обнажениях складок данного типа их соотношения с генеральной структурой остаются невыясненными, и складки выглядят изолированными.

Еще один морфологический тип складок таврических отложений развит в складчато-разрывных ансамблях, в которых песчаниковые элементы флиша представлены сериями слоев мощностью от первых миллиметров до первых дециметров, а их общая мощность заметно меньше мощности алевролит-аргиллитовых прослоев (рис. 1, Д, Е, Ж). По своим реологическим характеристикам толщи такого строения наиболее благоприятны для связанного деформирования и образования морфологически правильных складчатых форм (Gordon, 1978; Ramsay, Huber, 1983). В районах с резко меняющимися характеристиками турбидитов, как, например, в бассейне Мангуша (овраг Яман; рис. 1, Д), преобладающими структурными формами являются разрывы, между которыми заключены клинья складчатых и моноклинально залегающих таврических пород; в других районах доминируют складчатые формы, образующие единые структурные комплексы с синкинематическими разрывами (рис. 1, Е, Ж).

Один из таких комплексов расположен в Бахчисарайском районе, в нижней части правого склона долины р. Бодрака, в 5,5 км к юго-востоку от с. Трудолюбовка, в 400 м юго-восточнее плотины пруда Донузоран (рис. 1, Ж; 2). В крутом уступе второй террасы реки наблюдаются выходы причудливо смятых пластов, включающих относительно маломощные мелкозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты. Располагаясь на склоне южной экспозиции, песчаники и алевролиты с поверхности довольно сильно выбелены, и этот светлый оттенок придает складчатому комплексу особую живописность. Система складок Донузоран несколько выделяется среди других известных макроскладок таврической серии бассей-

нов Бодрака и Качи наличием почти симметричных сопряженных складчатых форм с четкими малоамплитудными разрывами разной кинематики. Это делает эти структуры информативным объектом для реконструкции обстановок и механизмов деформирования пород таврической серии.

Материал и методы

В полевых условиях складки обнажения Донузоран были подробно описаны и зарисованы, были сделаны общие и детальные фотографии обнажения. Элементы залегания крыльев, осевых поверхностей и шарнирных линий складок были измерены компасом и зафиксированы в записях и на рисунках. Элементы пространственного строения складок использовались затем для геометрического анализа структуры.

Породы, слагающие складки, были опробованы для различных видов анализа. Для изучения литологического состава пород были отобраны образцы для изготовления шлифов из всех различающихся литологических разностей, слагающих разрез турбидитов, от мелкозернистых песчаников до аргиллитов, всего 15 образцов. Для сравнения сложения пород в разных структурных плоскостях срезы при изготовлении шлифов производились как по направлению слоистости пород, так и поперек нее.

Для изучения физических свойств пород, а также особенностей распределения химических элементов в различных структурных сечениях складчатых пластов были отобраны ориентированные образцы, из которых в дальнейшем были вырезаны ориентированные кубики размером примерно 2×2×2 см. При отборе ориентированных образцов особое внимание уделялось тому, чтобы места отбора занимали разные позиции в складчатой и осадочной структуре (замки антиформ и синформ, восточные и западные смыкающие крылья, породы базальных элементов А—С цикла Боумы, мелкозернистые породы элемента Д и т.д.). Отбор образцов существенно лимитировался тем, что породы в изученной стенке оказались сильно выветрелыми и при откалывании легко разрушались. Поэтому получить качественные образцы удалось лишь из самых плотных, массивных и наиболее грубозернистых пород. На пластовые поверхности наносились линии простираения и падения, численные значения элементов залегания измерялись и подписывались на будущих образцах. На подходящих субгоризонтальных поверхностях фиксировалось направление север—юг. После того как все характеристики залегания были зафиксированы, образец выкалывался из обнажения. Из подготовленных ориентированных образцов полностью пригодными для дальнейшей обработки оказались 6 проб, из которых и были выпилены ориентированные кубики. Каждый кубик был вырезан таким образом, чтобы одна пара его граней была параллельна напластованию, вторая пара перпендикулярна первой и параллельна линии простираения слоя, а третья — нормальна к предыдущим и

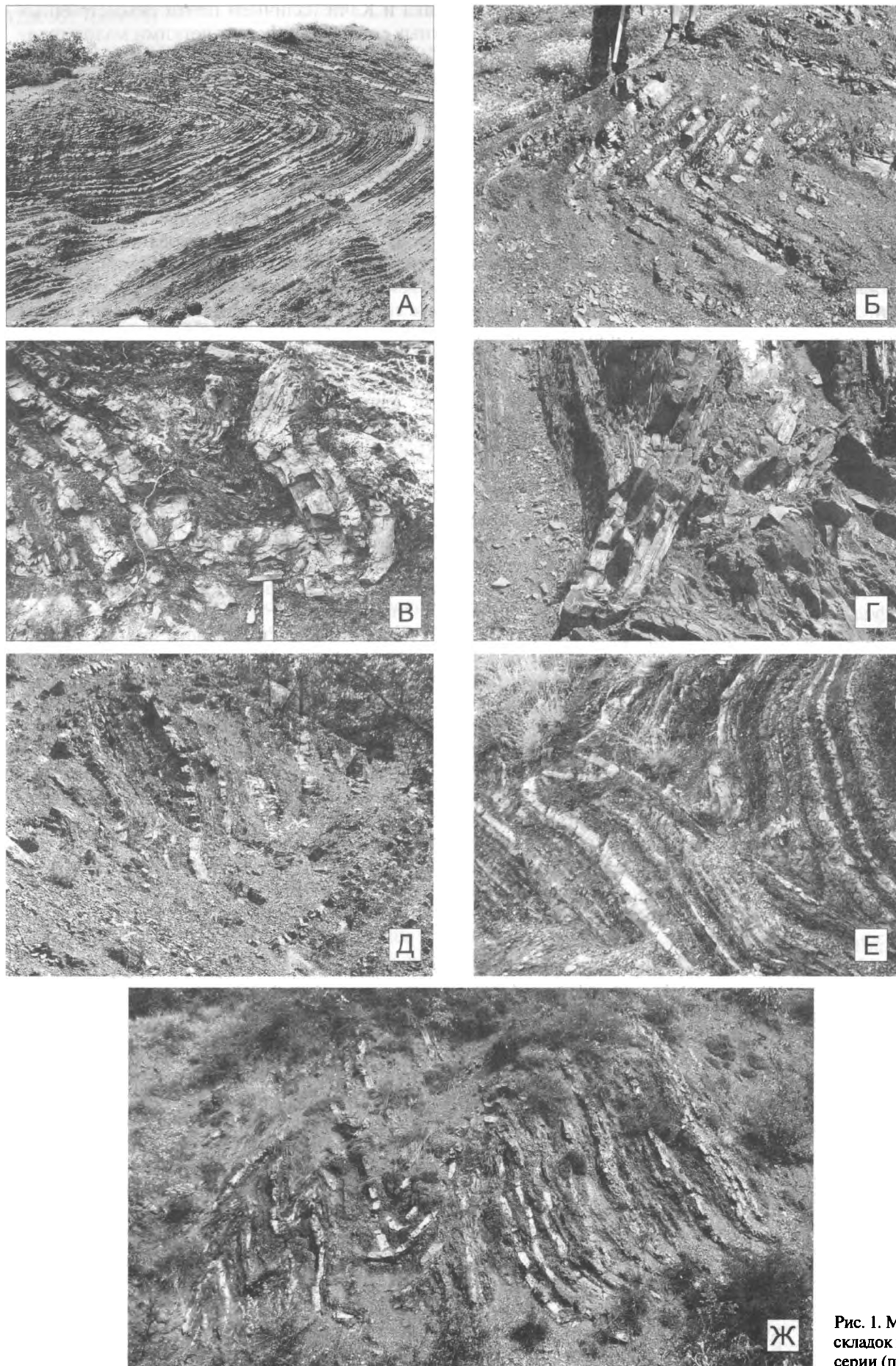


Рис. 1. Морфология макро-складок пород таврической серии (пояснения в тексте)

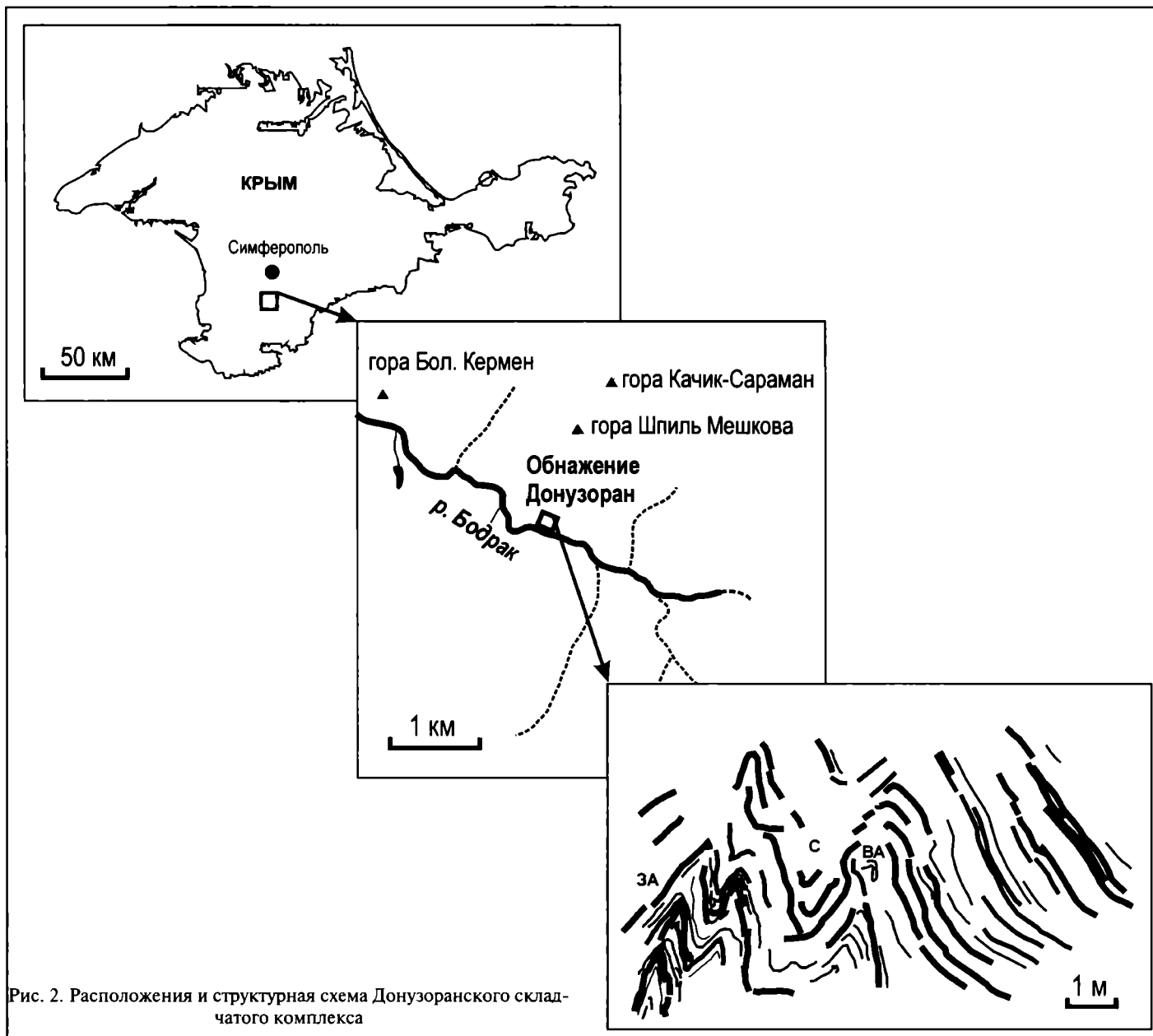


Рис. 2. Расположения и структурная схема Донузоранского складчатого комплекса

параллельна линии падения. Скоростные характеристики кубиков исследовались в лаборатории скальных грунтов геологического факультета МГУ под руководством В.М. Ладыгина на приборе «Ультразвук», который генерирует продольные и поперечные волны частотой 250 кГц и измеряет время, за которое звуковой сигнал проходит через материал кубика. Далее рассчитывались скорости прохождения в трех взаимноперпендикулярных направлениях. Данные о величине скоростной анизотропии использовались для структурно-геологических интерпретаций.

Для изучения влияния структурных факторов на геохимическую неоднородность пород была сделана попытка проследить анизотропию в распределении химических элементов по различным структурным поверхностям. Метод был предложен нами именно для этих исследований. Для анализа использовались упомянутые выше ориентированные кубики. Измерения

проводились в лаборатории рентгено-флуоресцентного анализа геологического факультета МГУ на приборе Niton XL3t GOLDD под руководством Р.А. Митояна по стандартным методикам. Содержание измерялось непосредственно на поверхности кубиков в области захвата диаметром 6 мм сразу для многих химических элементов (Zr, Sr, Rb, As, Zn, Cu, Ni, Fe, Mn, Cr, Ti, Ca, K, Si, S и др.). Затем выборки уменьшались за счет отбраковки элементов, недостоверно определяемых в поверхностных пробах на данном приборе, а также элементов с содержанием ниже или около порога определения.

Строение складчатого комплекса

Обнажение Донузоран (рис. 3) расположено в правом борту р. Бодрака, в уступе его второй террасы. Оно представляет собой стенку размером около 5×10 м,

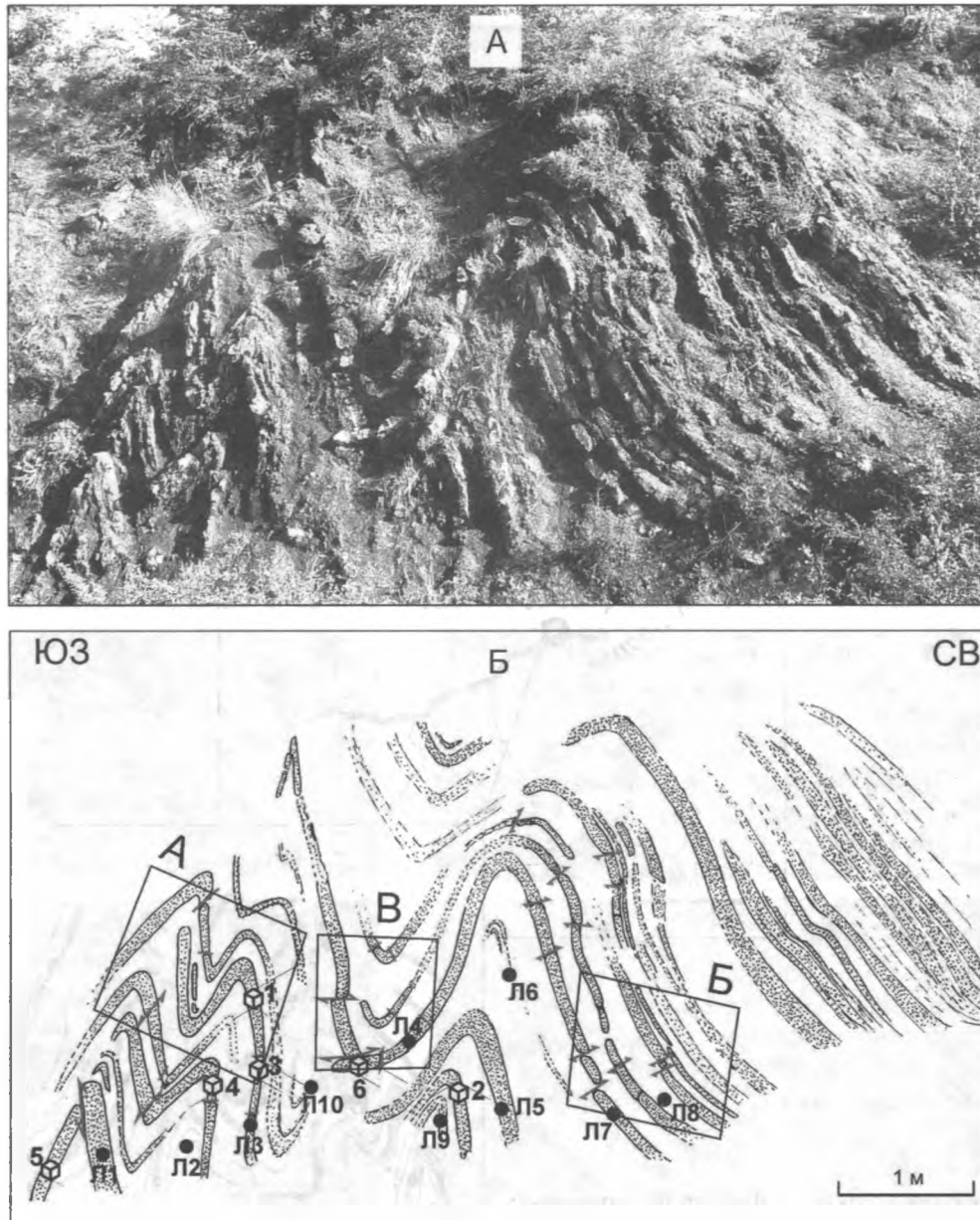


Рис. 3. Обнажение Донузоран (А) и схема дешифрирования его структуры (Б). Кубик — места отбора ориентированных образцов (число — номер образца), залитые кружки — места отбора литологических образцов (число — номер образца). А, Б, В — расположение участков на рис. 4

простирающуюся с юго-запада на северо-восток, в которой обнажена толща ритмичного переслаивания терригенных пород, которая по существующим стратиграфическим схемам относится к верхнетаврической свите (Панов и др., 2009). По особенностям строения толща определяется как мелкозернистые турбидиты. Самые грубые разности здесь представлены мелкозернистыми песчаниками базальных элементов цикла Боумы, мощностью до 10–15 см. Почти в каждом ритме они сменяются вверх тонкослоистыми алевролитами и аргиллитами переменной мощности, зависимой от положения пластов в складчатой структуре.

Песчаники резко выступают из склона, образуя каркас обнажения, алевролиты выделяются из склона в меньшей степени, а аргиллиты обычно сливаются с ним. Залегание пород, определяемое по характеру

градационной слоистости турбидитов, на обоих внешних крыльях комплекса перевернутое. В ядерных, наиболее деформированных частях складок соотношения разных элементов ритмов зачастую неопределенные. Сочетание таких факторов, как послынное надвигание и сдвигание песчаниковых прослоев, наличие седиментационных амальгаматов (особенно в восточной части обнажения) и интенсивного внутрислойного течения тонкого материала, не позволяет в некоторых случаях адекватно определить характер залегания пород. Поэтому для характеристики морфологии складок мы используем термины *антиформа* и *синформа*.

На современном склоне складчатый комплекс представлен двумя крупными антиформами, западная из которых двойная, и сочленяющей их синформой.

Складки осложнены большим количеством более мелких пластических и разрывных форм. Восточное крыло восточной антиформы имеет значительную мощность и включает около 10 примерно конформных слоев песчаников, разделенных слоями более тонких пород, общей мощностью около 4–5 м. К западу от складчатого блока таврические породы обнажены в настоящее время фрагментарно и структурно не связаны с основной постройкой. Однако ранее, до искусственной перестройки долины Бодрака, обнажение было более представительным. Самая старая фотография обнажения, которую нам удалось обнаружить, принадлежит В.И. Лебединскому и датируется серединой прошлого века (Лебединский, 1983). Анализ фотографии показывает, что в то время обнаженные сейчас структуры продолжалась на запад еще одной синформой и антиформой, а под ними располагались сильнодеформированные слои, отделенные от складчатой системы пологим надвигом северо-восточного падения. Общая мощность собранных в складки отложений составляет 8–10 м.

Слои, формирующие структуру обнажения, четко разделяются на компетентные и некомпетентные. Компетентность слоев определенно связана с их составом, хотя в деталях эта связь неоднозначна. Значительную роль играют также мощность пластов и характер их переслаивания. Самые мощные слои тонкозернистых песчаников и алевропесчаников наиболее вязкие, обнаруживают хрупкопластичное поведение и в качестве компетентных элементов разреза определяют общую морфологию складок. На многих складчатых изгибах они имеют изломы, которые могут развиваться в малоамплитудные срывы, наиболее заметно проявленные в замковых частях складок. Алевритовые и аргиллитовые разности менее вязкие, их поведение, скорее, вязкопластичное. Они представляют некомпетентные слои, которые на макроуровне деформируются без нарушения сплошности. Так же ведут себя и пачки частого переслаивания маломощных песчаников, алевролитов и алевропелитов, образующие идеальные складчатые формы за счет того, что микроскопические сколы жестких пород полностью затухают в пластичном матрикс. Малые разрывные нарушения, преимущественно правые сдвиги, осложняют крылья и замки складок по всему обнажению. Поверхности смещения четко выражены в песчаниковых прослоях, а в тонкозернистых толщах они, как правило, маскируются внутрислойным течением материала.

Западная антиформа (рис. 4, А) имеет неоднородное строение. Ее замковая часть осложнена синформной складкой второго порядка. Складки острые, со слегка наклонными осевыми поверхностями. В целом их юго-западные крылья более пологие, чем северо-восточные (~60 и 70–80° соответственно). Осевые поверхности складок соответственно наклонены на юго-запад под углом около 70°, а складчатая система вергирует на северо-восток. Складки осложнены раз-

рываками, которые четко выражены в строении относительно мощных слоев песчаников. На схеме показаны лишь самые заметные и крупные из них.

Ключевым для понимания морфологии и эволюции складчатой системы является то, что углы падения крыльев складок более или менее выдержаны по разрезу, но при этом мощность слоев песчаников в замках острых складок почти не увеличивается. Материал более тонкозернистых и тонкослоистых разностей перетекает в замковые части складок и заполняет пространство между мощными менее пластичными слоями. Именно за счет этого складки не выполняются по направлению от замка к периферии, а остаются подобными.

Строение восточной антиформы (рис. 4, Б) более простое. Она представляет собой единую, не осложненную складку. Ее крылья падают под углом от 70–75°, при этом юго-западное крыло остается относительно крутым до самого замка смежной синформы, а северо-восточное крыло постепенно выполаживается. Осевая поверхность восточной антиформы круто падает в юго-западном направлении под углом около 80°. В восточном крыле антиформы отчетливо проявлена серия правосторонних сколов, смещающих сразу несколько слоев песчаников. Амплитуды смещений, по которым верхние блоки смещены относительно нижних в северо-восточном направлении, не превышают 5–7 см. Иногда компетентные слои растаскиваются поперек этих сколов, и в зоны растяжения «затягиваются» относительно маломощные слои песчаников и алевролитов, образуя структуры, подобные будинажу.

Синформу (рис. 4, В), расположенную между западной и восточной антиформами, можно приближенно считать прямой складкой. Крылья синформы почти симметрично падают на юго-запад и северо-восток под углом 65–75°. В замковой части наблюдается наиболее крупный в обнажении срыв мощного слоя песчаников, также представленный правосторонним сдвигом. Западное крыло складки смещено по разрыву примерно на 15–20 см за счет уменьшения мощности пластичных прослоев.

Литологический состав

Породы складчатого комплекса Донузوران представлены мелкозернистыми турбидитами. Микроскопическое изучение пород позволило выделить три основных литотипа: тонкозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты.

Наиболее крупнообломочные разности, образующие самые мощные слои в разрезе, представлены мелко- и тонкозернистыми песчаниками (рис. 5, А).

Обломки преимущественно бесцветные, в большинстве полукатаные. Размер зерен варьирует от 0,02 до 0,25 мм, преобладают зерна размером 0,08–0,12 мм. Текстура породы в шлифе практически не проявлена, хотя в образце ясно распознается слоистое строение.

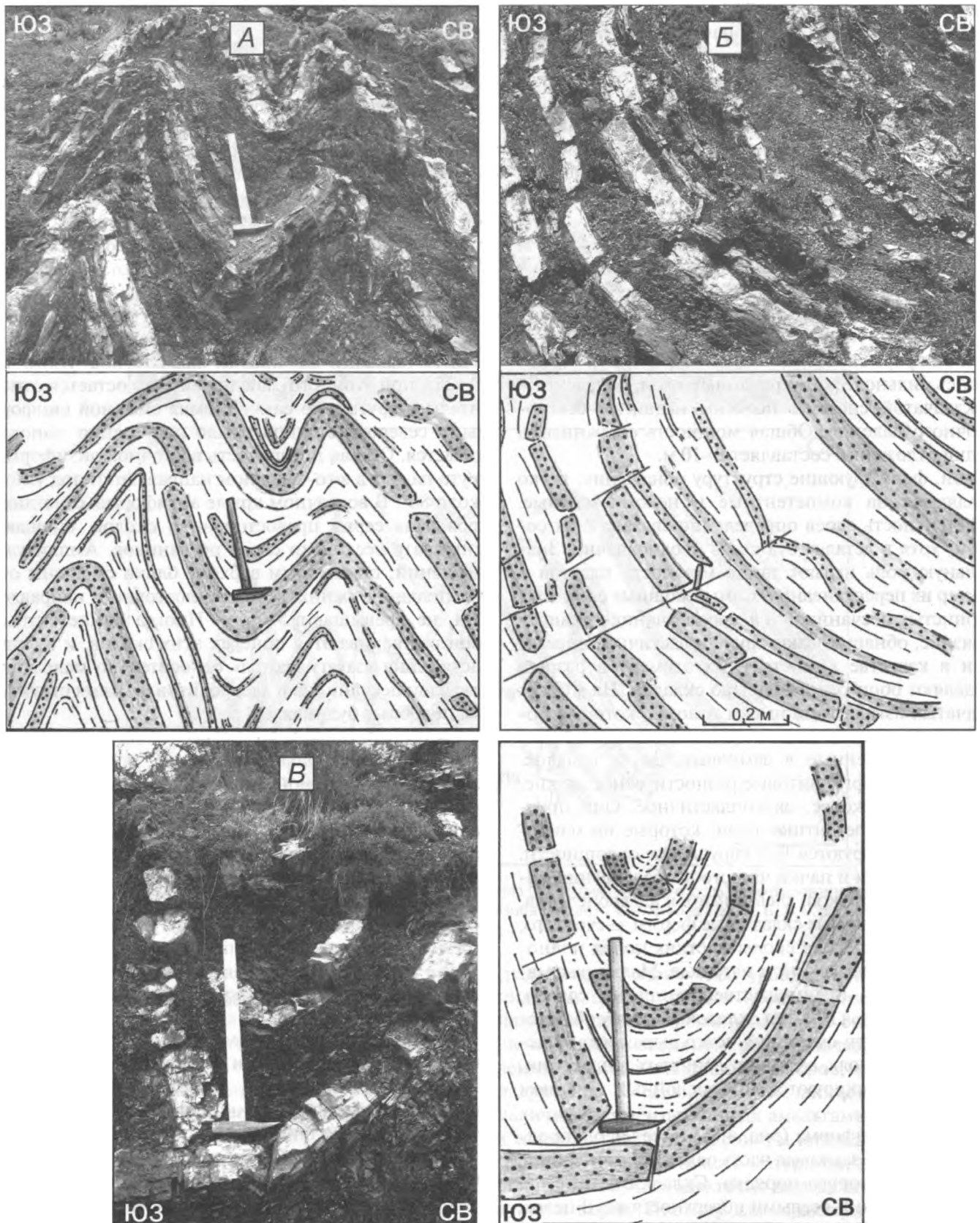


Рис. 4. Фото и схемы строения элементов складчатого комплекса:
 А — западная антиформа; Б — восточное крыло восточной антиформы; В — синформа

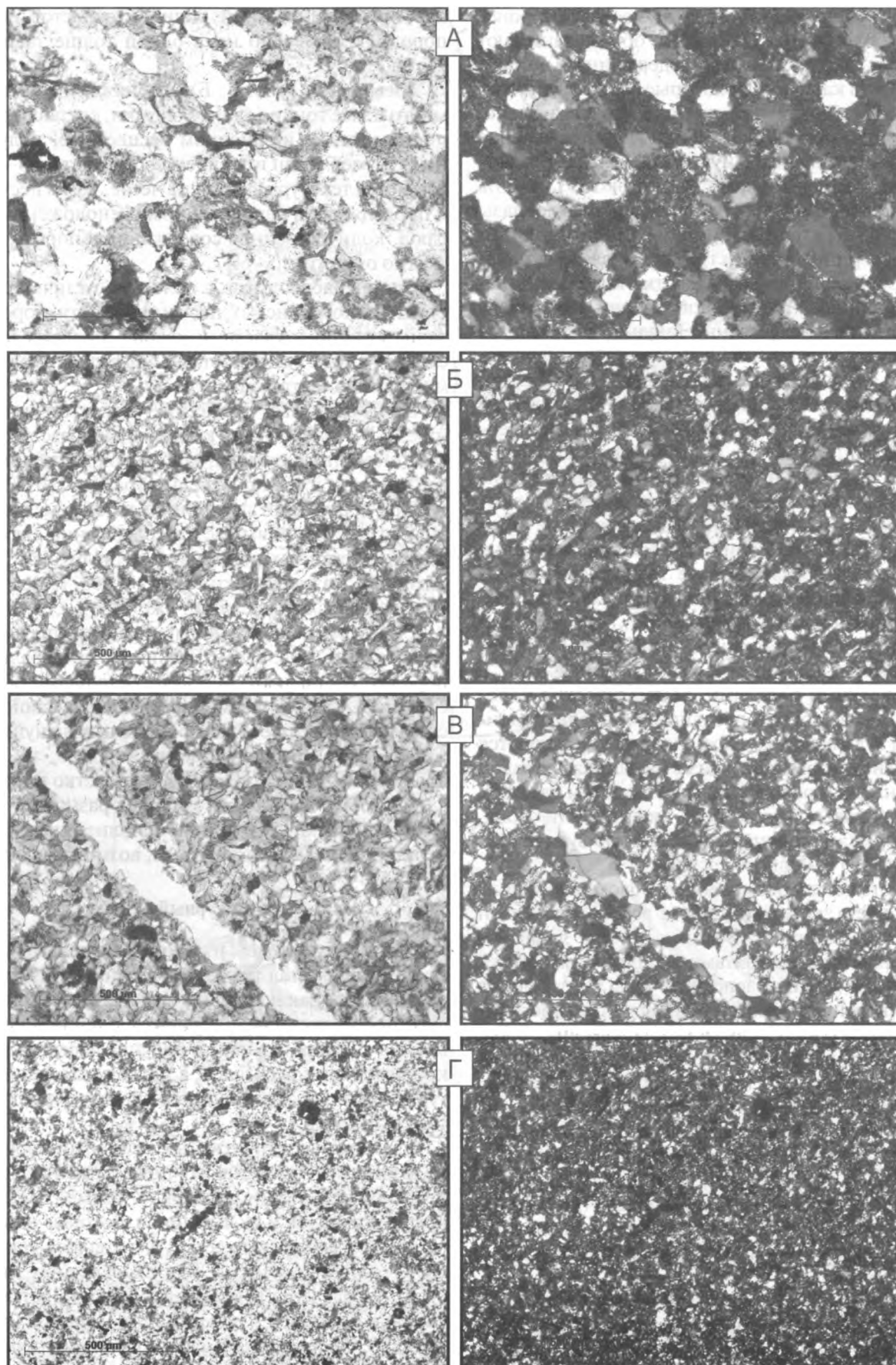


Рис. 5. Микрофотографии пород складчатого комплекса Донузوران (слева — при одном николе, справа — в скрещенных николях, $\times 10$):
 А — тонкозернистые песчаники; Б — алевролиты; В — кварцевая жила в алевролите; Г — аргиллиты

Порода сложена различными по составу и происхождению обломками. Основной объем занимают зерна кварца. Их процентное содержание в породе можно оценить как 60%. Некоторые зерна кварца содержат газово-жидкие включения, что, возможно, указывает на их магматическое или гидротермальное происхождение. Значительную роль играют плагиоклазы, зерна этих минералов слагают около 15—20% объема обломков породы. В основном плагиоклазы сильно затронуты вторичными изменениями, по ним развивается серицит. Реже встречаются свежие, неизмененные зерна плагиоклазов с четко выраженными, ровными границами между двойниками. По составу плагиоклазы преимущественно кислые; встречаются обломки кристаллов альбита с «шахматным» двойникованием. В породе содержится в среднем 2—3% слюд, представленных в основном чешуйками мусковита, и в меньшей степени светлого биотита. Местами их содержание достигает 5—6%. В песчаниках встречены также зерна калиевых полевых шпатов, представленных микроклином и ортоклазом. Эти минералы, в отличие от плагиоклазов, достаточно свежие и не несут следов вторичных изменений. Содержание калиевых полевых шпатов невелико и не превышает первых процентов от общего количества обломков в породе. Помимо кристаллокластов песчаники содержат значительное количество обломков горных пород. Литокласты сложены кремнистыми, магматическими и метаморфическими породами. Магматические породы, входящие в состав песчаников, представлены основными вулканитами, в которых четко выделяются лейсты плагиоклазов. Местами встречаются халцедон и замещенный хлоритом эпидот, в котором заметны элементы радиально-лучистого строения. Эти зерна, вероятно, прежде заполняли миндалины вулканитов среднего и (или) основного состава.

Встречаются сильноизмененные обломки вулканитов бурого цвета, который, скорее всего, обусловлен сильным ожелезнением. Возможно, они являются сильноизмененными андезитами или базальтами. В некоторых зернах можно распознать фрагменты пород малоглубинных интрузивов, представленных диоритами и гранодиоритами. Среди метаморфических пород, также принимающих участие в строении песчаников, встречены литокласты кварц-серицитовых сланцев, кварцитов и микрокварцитов. Общее содержание литокластов в породе оценивается в 15%. Некоторые из них сильно глинизированы, и определить, обломками каких пород они являются, очень сложно. Кроме того, в песчаниках встречаются единичные зерна циркона (в том числе полизонального), а также апатита и турмалина. Цемент глинистый и регенерационный кварцевый.

Состав обломочного материала песчаников, которые классифицируются как кварцевые граувакки, отвечает общему составу триасово-юрских отложений Горного Крыма (Панов и др., 2009). Однако именно такое сочетание преобладающих минералов (кварц и плагиоклаз составляют до 80% общего числа облом-

ков при значительной роли литокластов основных пород) не отмечено ни в одной толще таврической серии.

Алевролиты (рис. 5, Б) в обнажении слагают намного более тонкие слои. Обломки, составляющие эти породы, также в основном бесцветные, полуокатанные. Размер зерен в среднем составляет 0,03—0,05 мм. Слоистая текстура выражена четче, чем в песчаниках, и проявляется в направленном расположении чешуек слюд, количественное содержание в породе которых можно оценить в 5—6%.

Состав алевролитов в целом не отличается от состава тонкозернистых песчаников. Эти породы сложены кристаллокластами кварца, полевых шпатов и слюд, а также литокластами магматической и метаморфической природы.

В алевритовых разностях присутствуют жилки (рис. 5, В), заполненные кварцем гранобластовой структуры. Кристаллы кварца, заполняющие трещинки, более крупные и имеют в среднем размер 0,05—0,1 мм.

При переходе от песчаников к более мелкозернистым разностям повышается содержание слюд. В породах, сложенных обломками от пелитовой до алевритовой размерностей (до 0,06 мм), среднее содержание слюд достигает уже 10%.

Самые мелкообломочные разности представлены **аргиллитами** (рис. 5, Г). Глинистые минералы в этих породах составляют 40—50%, остальной объем составляют класты размерности физической глины, среди которых преобладают кварц и чешуйки слюд. Содержание последних достигает 20%, их направленное расположение образует четко выраженную слойчатость. В тонкообломочных разностях встречаются трещинки, прожилки, заполненные низкотемпературными метасоматитами, возможно, хлоритом.

Структурный анализ

Основным методом изучения складчатого комплекса Донузوران стал геометрический анализ структуры складок. Он заключался в выяснении закономерностей пространственной ориентировки основных элементов складок, изучении рисунка изогон и радиусов кривизны замков складок, а также в выяснении структурного контроля мощностей слоев в разных элементах комплекса.

Для анализа структурных элементов складок использовались замеренные в поле элементы пространственной геометрии складок — элементы залегания крыльев складок и их шарниров, которые наносились на стереографическую сетку; для анализа использовалась верхняя полусфера. Для плоскостных элементов были определены и зафиксированы на сетке ориентировки нормалей к поверхностям пластов (рис. 6, А; кружки). Также были отмечены проекции пересечений линейных элементов (шарниров складок) с верхней полусферой (рис. 6, А; квадраты). Замеры элементов залеганий, относящихся к одним и тем же складкам,

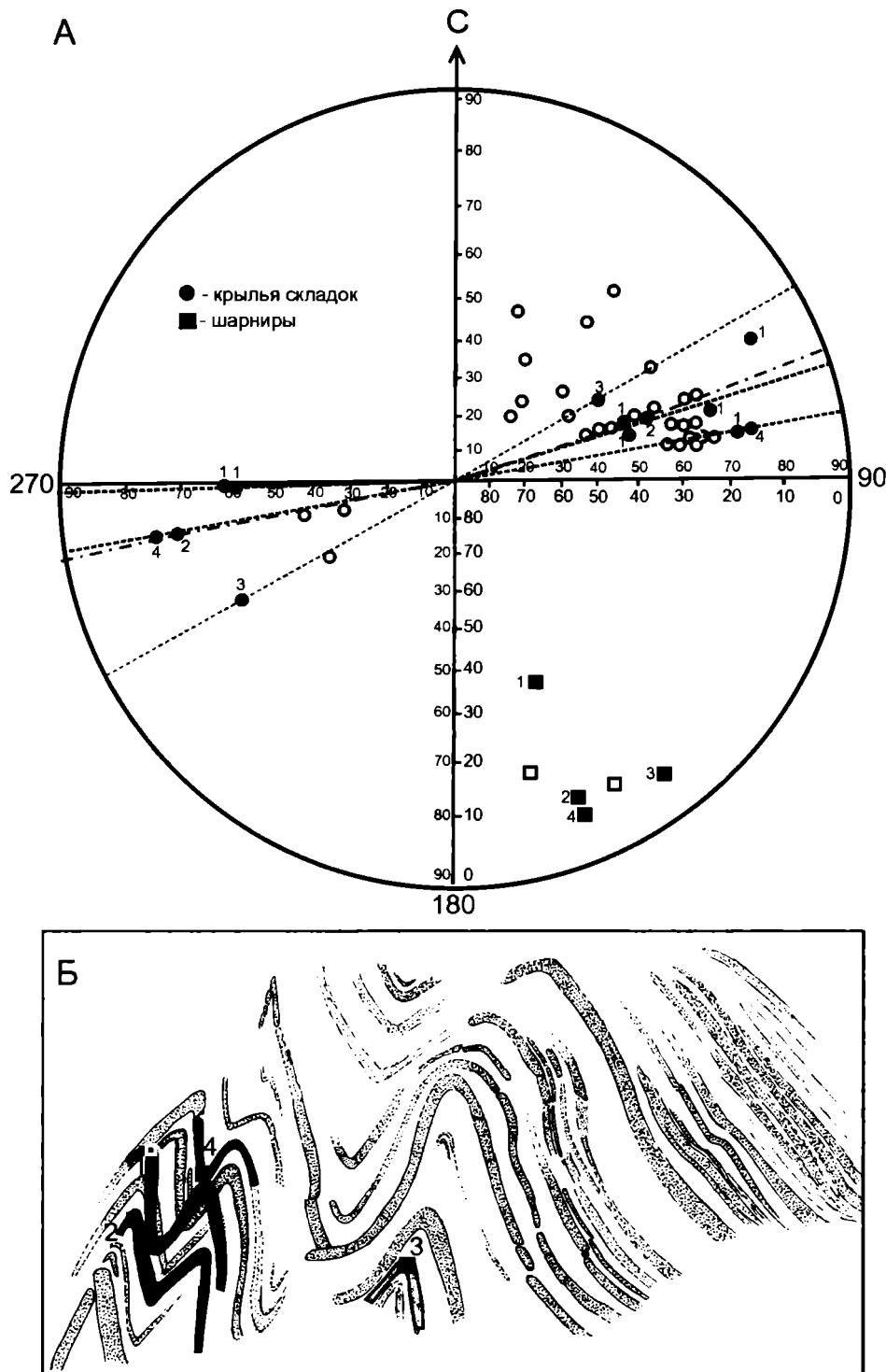


Рис. 6. А — стереограмма (верхнее полупространство) расположения нормалей к слоистости крыльев складок (черная шкала) и ориентировки шарниров складок (серая шкала). Б — схема расположения складок, элементы залегания крыльев и шарниров которых показаны на стереограмме А

отмечены одинаковыми оттенками серого цвета. Белым цветом помечены все остальные замеры, которые преимущественно принадлежат восточному крылу восточной антиформы. По диаграмме видно, что использованные замеры не случайны. Складки, у которых нормали к крыльям попадают на одну линию, проходящую через центр, или близкие к ним имеют горизонтальные или почти горизонтальные шарниры. У складок,

для которых это условие не выполняется, шарниры наклонные.

На рис. 6, Б теми же оттенками показаны конкретные складки, в которых замерялись элементы залегания, и выделены шарниры, ориентировки которых вынесены на диаграмму. Остальные замеры, преимущественно принадлежащие разным элементам восточной антиформы, на рис. 6, Б не отображены.

Сравнительная морфология складчатых слоев и пакетов изучалась с помощью построения и анализа изогон — линий, соединяющих на разрезах складок точки с одинаковыми углами падения (Ramsay, 1967). Для построения схем распределения изогон были выбраны участки обнажения с наиболее четко выраженными складками. Следует заранее оговориться, что эти построения проводились с той точностью, которую допускал фактический материал, и эта точность различается для разных фрагментов складчатой системы. Поэтому делать какие-либо выводы можно, только обобщая всю имеющуюся информацию.

Построения производились в соответствии с методикой, предложенной Дж. Рэмси (Ramsay, 1967), ко-

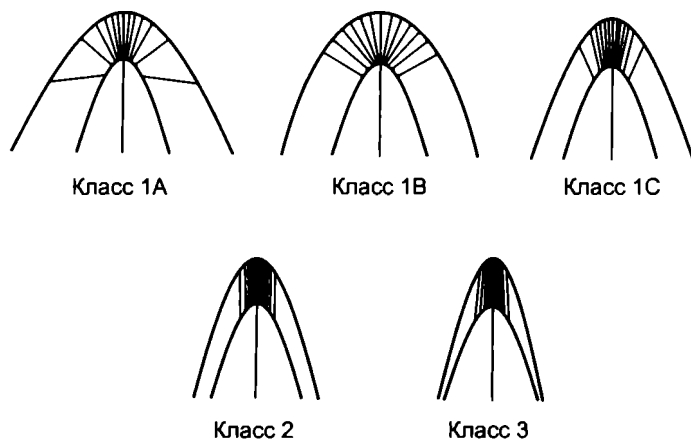


Рис. 7. Структурные классы складок по Дж. Рэмси (Ramsay, 1967). Класс 1 — складки со сходящимися от периферии к ядру изогонами, в которых радиус кривизны внешней поверхности превышает радиус кривизны внутренней поверхности: 1А — изогоны сходятся резко, мощность слоя в замке меньше, чем на крыльях; 1В — изогоны сходятся более плавно, чем в 1А, и перпендикулярны внешней и внутренней поверхностям слоя, мощность слоя не меняется (такие складки называются *параллельными*, или *концентрическими*); 1С — изогоны сходятся слабо, мощность слоя в замке превышает мощность на крыльях. Класс 2 — складки с параллельными изогонами, в которых радиусы кривизны внешней и внутренней поверхности одинаковы, а мощность слоя максимальна в замке складки (такие складки называются *подобными*). Класс 3 — складки, в которых изогоны расходятся в направлении от периферии к ядру и радиус кривизны внешней поверхности меньше, чем внутренней; мощность слоя также максимальна в замковой части

торая позволяет по геометрическим характеристикам изогон определить структурный тип (класс) складок. Этот автор выделил пять классов складок, характеристики которых приведены на рис. 7.

Конфигурация изогон в складчатом комплексе Донузоран представлена на рис. 8. В компетентных и некомпетентных слоях изогоны имеют разный геометрический облик, так что в целом складки затруднительно отнести к какому-то определенному классу из вышеописанной классификации.

В компетентных слоях изогоны расположены веерообразно, их направления плавно сходятся к ядрам складок. Изогоны примерно перпендикулярны внешним и внутренним границам складок. Мощности слоев, образующих складки, в целом выдерживаются,

они практически одинаковы в замковых частях и в крыльях складок. По классификации Дж. Рэмси (Ramsay, 1967) эти складки принадлежат классу 1В, т.е. это концентрические, или параллельные, складки.

Концентрический характер складок компетентных слоев подтверждается также анализом изменения радиусов кривизны замковых частей складок; радиус вписанных в замки окружностей меняется от первых сантиметров до полуметра (рис. 9). Прослеживается тенденция к увеличению радиусов кривизны в направлении от ядер складок к их периферийным частям. В то же время очень важно, что кривизна замков определенно зависит от мощности компетентных слоев. В пределах одной складки радиус замковых кругов почти линейно возрастает с увеличением мощности пластов, что при ритмическом сложении толщи создает полное впечатление концентрического характера складок, хотя для слоев одинаковой мощности и радиус кругов практически одинаков. Таким образом, ритмическое сложение толщи определяет и ритмическое изменение типа складок внутри складчатой структуры.

Некомпетентные слои ведут себя по-другому. Для них характерно преимущественно параллельное или даже сходящееся в направлении от ядра к периферии расположение изогон. Складки этих слоев можно отнести к классам 2 и 3 по классификации Дж. Рэмси — преимущественно эти складки подобные или близкие к ним.

Показательно распределение мощностей пластов в обнажении. Мощность каждого компетентного пласта относительно выдержана по простиранию, хотя в некоторых случаях и отмечается небольшое, до первых процентов, увеличение мощности в замках складок. Некомпетентные слои, в отличие от них, меняют свою мощность при переходе от одних структурных элементов складок к другим, причем в некоторых местах эти изменения выражены очень резко за счет увеличения мощности некомпетентных слоев в замках складок по сравнению с мощностями на их крыльях. Наиболее наглядно это иллюстрирует восточная антиформа, в которой мощность аргиллитов в замке в 3–5 раз превышает их мощность на крыльях. Структура потоков, перераспределяющих материал между компетентными прослоями, выражена слабо, если потоки представлены однородным аргиллитовым материалом, но в случае тонкого переслаивания алевролитов и аргиллитов часто наблюдаются микро-складки нагнетания в замках главных антиформ и синформ.

Другая закономерность изменения мощностей некомпетентных слоев проявляется в том, что мощности пачек аргиллитов в западных крыльях складок, как правило, существенно меньше мощностей в восточных крыльях, т.е. западные части складок «поджаты», а восточные — «растянуты» (рис. 10, А). Такая особенность, вероятно, объясняется воздействием тан-

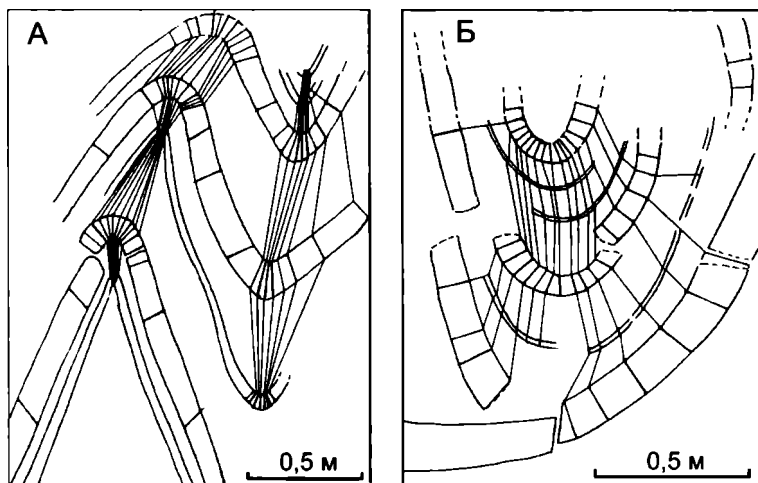


Рис. 8. Схема распределения изогонов на отдельных участках обнажения Донузوران: А — западная антиформа; Б — синформа. Изогоны проведены с шагом 10°

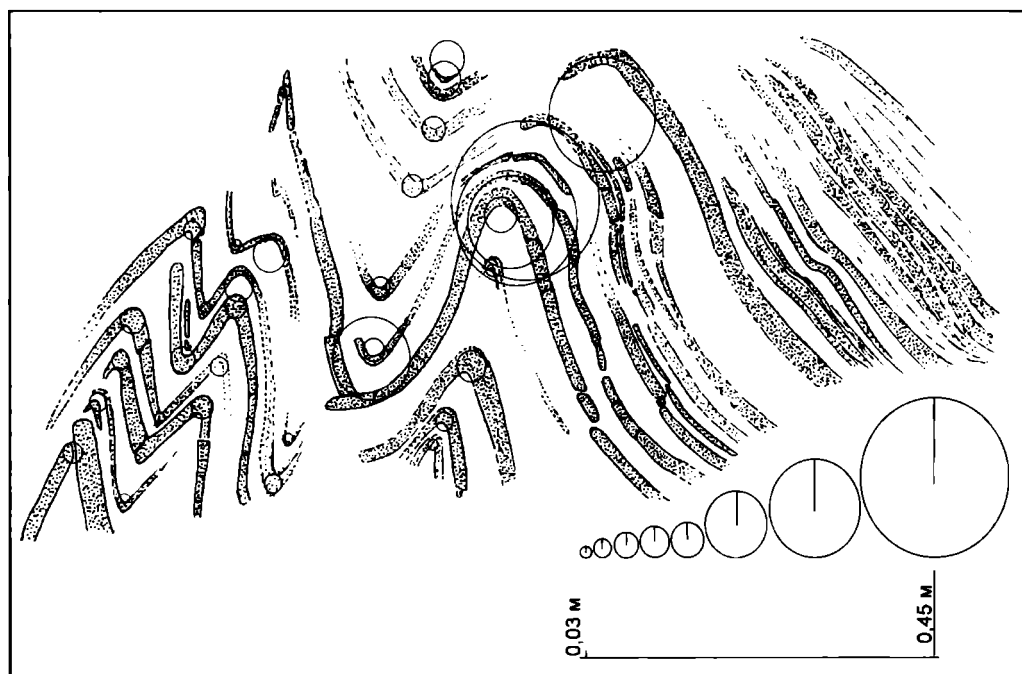


Рис. 9. Радиусы замковых кругов складок компетентных слоев таврической серии в обнажении Донузوران

генциальной составляющей напряжений. Перераспределение материала осуществлялось за счет некомпетентных слоев, и его следствием стало несовпадение осевых поверхностей антиформ и плоскости биссектрисы угла между их крыльями (рис. 10, Б). Подобные случаи описаны в литературе (Davis, Reynolds, 1996; Hudleston et al., 1996), однако определенного механизма формирования этой особенности предложено не было.

Физические свойства

Другим методом изучения структурных характеристик складчатого комплекса Донузوران стало изучение физических свойств слагающих его пород. Анализ основывался на выявлении сейсмической анизотропии пород в ориентированных кубиках, места отбора которых показаны на рис. 2. Результаты измерений численно представлены в табл. 1 и графически на рис. 11.

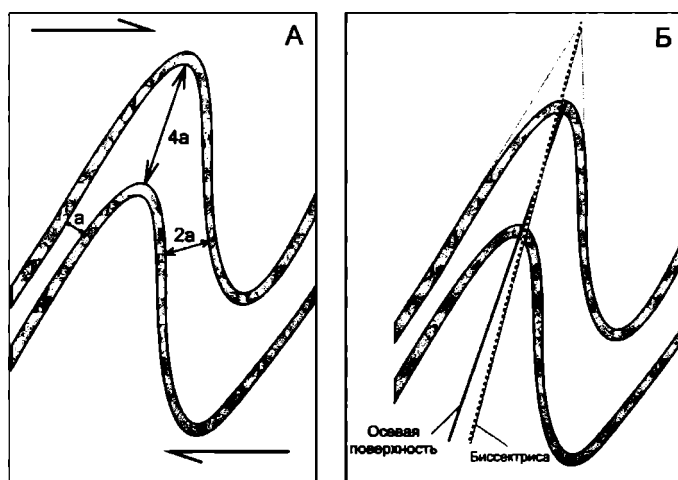


Рис. 10. Модели складок комплекса Донузوران: А — обобщенная модель (а, 2а, 4а — значения мощности некомпетентных слоев); Б — расположение осевой поверхности и плоскости замковой биссектрисы в модельной складке

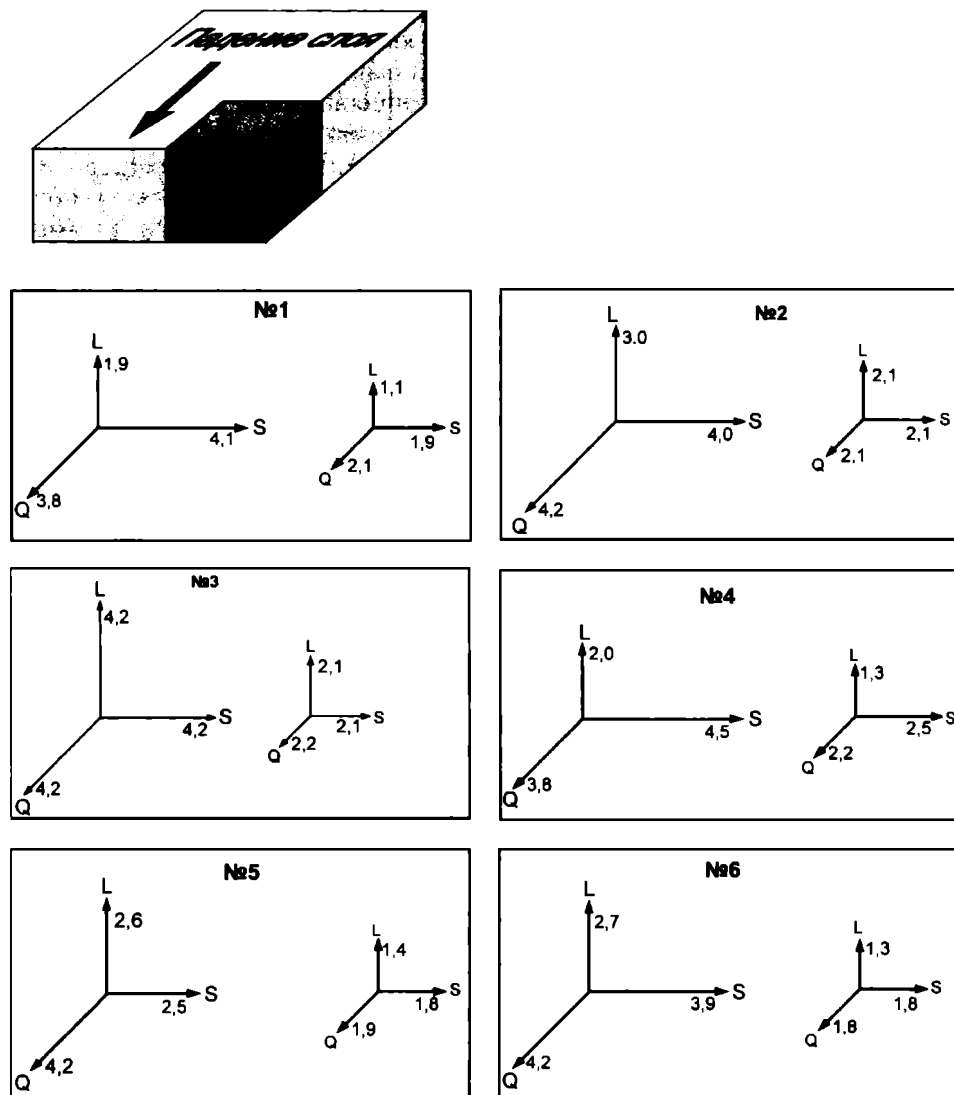


Рис. 11. Скорости упругих волн в ориентированных кубиках таврических песчаников из обнажения Донузоран в трех направлениях, перпендикулярных граням кубиков. Для каждого кубика в колонке слева значения продольных волн, справа — поперечных волн. Цифры на стрелках — скорости волн в км/с: L — грань, лежащая в плоскости слоя, S — грань, перпендикулярная линии простирания слоя, Q — грань, перпендикулярная линии падения слоя

Образцы 1, 2, 4 и 6 дали примерно сходные результаты. По скоростям прохождения упругих волн в них наблюдается закономерная анизотропия: скорости минимальны в направлении, перпендикулярном слоистости, а скорости прохождения волн в двух других направлениях превышают их приблизительно в полтора-два раза и примерно одинаковы между собой. Структурная позиция этих образцов одинаковая — все они отобраны из песчаных прослоев восточных крыльев антиформ вблизи шарниров этих прослоев. Самые высокие скорости (до 4,5 км/с для продольных волн) наблюдаются в образце 2, который взят из наиболее сжатого пласта в восточной антиформе.

Самыми анизотропными оказались кубики 1 и 4, взятые из соседних пластов песчаников восточного крыла западной антиформы, в участке максимальной тектонизации. В них отношение скоростей волн вдоль и поперек напластования отличается в 2 раза. Такая анизотропия объясняется прежде всего наличием неоднородностей в направлении, нормальном к плоскостям напластования. Это может быть осадочная слоистость (ламинарность), а также совокуп-

ность плоскостных структур, возникших в результате деформации. Это в первую очередь переориентировка плоскостных минералов параллельно границам слоя при течении материала и их новообразование за счет перекристаллизации под давлением. В целом процесс напоминает образование кливажной структуры. Дополнительным фактором, снижающим скорость распространения волн поперек деформированного пласта, является то, что слюды и глинистые минералы, образующие плоскостные структуры, менее плотные по сравнению с каркасными силикатами.

Образец 3 показал другие результаты, не вписывающиеся в общую картину: он оказался изотропным, хотя находится в той же структурной позиции и в том же пласте, что образец 1. Скорости прохождения упругих волн, как продольных, так и поперечных, в нем по всем направлениям оказались велики и одинаковы — 4,2 (2,1) км/с. Толща, из которой отбирался образец, имеет сложную осадочную структуру и, вероятно, является амальгаматом. Образец для кубика отобран из наиболее грубозернистых песчаников этого пласта, а в таких породах комплекса Донузоран содержится очень мало слюды, и их структура пред-

Таблица 1

Скорости прохождения упругих волн через породы в разных структурных направлениях (км/с)

| № обр. | Перпендикулярно грани L (поперек напластования) | | Перпендикулярно грани S (по простиранию пласта) | | Перпендикулярно грани Q (по падению пласта) | |
|--------|---|------------|---|------------|---|------------|
| | продольные | поперечные | продольные | поперечные | продольные | поперечные |
| 1 | 1,9 | 1,1 | 4,1 | 1,9 | 3,8 | 2,1 |
| 2 | 3,0 | 1,8 | 4,0 | 2,1 | 4,2 | 2,1 |
| 3 | 4,2 | 2,1 | 4,2 | 2,1 | 4,2 | 2,2 |
| 4 | 2,0 | 1,3 | 4,5 | 2,4 | 3,8 | 2,2 |
| 5 | 2,6 | 1,4 | 2,55 | 1,8 | 4,2 | 1,9 |
| 6 | 2,75 | 1,3 | 3,9 | 1,8 | 4,2 | 1,8 |

ставляется массивной. Возможно, это и служит предположительным объяснением изотропности кубика.

Таким образом, характер анизотропии связан с составом и седиментационной структурой пород, а также с режимом последующей их тектонизации. Максимальные скорости (до 4,5 км/с для продольных волн) отмечаются в направлении простирания или падения пласта. Они значительно, иногда в 2 раза, превосходят скорости поперек напластования.

Геохимические характеристики структурных поверхностей

Одной из задач исследования комплекса Донузоран была оценка анизотропии в распределении химических элементов на различных структурных поверхностях складчатых пород. Идея эксперимента заключалась в предположении, что сильная и неоднородная деформация пород при образовании комплекса должна сопровождаться перераспределением химических элементов за счет изменения элементного состава минералов исходных пород, образования новых минеральных фаз, а также вноса и выноса подвижных компонентов флюидами. Предполагалось, что области, куда переносится мобилизованный при деформации материал, так или иначе согласованы с тонкой структурой пород и с главными осями деформаций. Измерения методом рентгено-флуоресцентного анализа проводились непосредственно на трех структурных поверхностях трех ориентированных кубиков (всего 9 замеров). Кубики специально выбирались с различной сейсмической анизотропией: у кубиков 1 и 2 она максимальная, а у кубика 3 — нулевая. Результаты измерений показаны в табл. 2. Следует отметить, что приведенные данные в виду отсутствия стандартов служат для сравнительной характеристики концентраций, но их абсолютная точность не исследовалась.

Корреляция структурных и геохимических параметров наблюдается только для серы и железа (рис. 12). Наиболее определенные закономерности распределения элементов по структурным поверхностям песчаников оказались у серы. Во всех случаях ее макси-

мальные концентрации приурочены к плоскостям Q, которые перпендикулярны к напластованию и в случае крутого залегания пластов субгоризонтальны. Они близки по пространственному положению к сколовым структурам, которые, как мы полагаем, и являются каналами для сульфидной минерализации. Ситуация с железом менее определенная. В целом его более высокие концентрации характерны для плоскостей, параллельных напластованию, в том числе совпадающих с контактами пластов. Это, видимо, не случайно, так как железо является одним из наиболее подвижных элементов, и в составе изучаемых пород его много. Контакты песчаниковых пород и внутри-слоенные срывы, неизбежно образующиеся при складкообразовании, являются обычными каналами для гидроокислов железа, которые вносятся в породы подземными водами разной природы. Соответственно грани кубиков, параллельные напластованию, отнесительно богаты железом.

Обсуждение результатов

Общий анализ макроскладок таврической серии показывает, что их облик существенно зависит от соотношения в разрезах грубозернистых и тонкозернистых компонентов. В случае преобладания крупнозернистых разностей (песчаников и алевролитов) образуются умеренно концентрические или близкие к шевронным складки, примеры которых показаны на рис. 1, А, Б.

В толщах, где относительно редкие пласты песчаников включены в мощные пачки тонкозернистого материала (аргиллитов и тонких алевролитов), они образуют удлинённые подобные складки, с хорошо выраженным нагнетанием некомпетентного материала в замки этих структур (рис. 1, В, Г). В большинстве случаев такого рода складки песчаников подстилаются зонами срыва (деколлементами) в пластичных тонкозернистых породах.

В толщах с примерно равным содержанием крупно- и тонкозернистых прослоев (при некотором преобладании последних) могут формироваться системы

Таблица 2

Данные рентгено-флуоресцентного анализа граней ориентированных кубиков из песчаников складчатого комплекса Донузоран

| Номер кубика и его грань | Zr | Sr | Rb | As | Zn | Ni | Fe | Mn | Cr | Ti | Ca | K | Al | Si | Cl | S |
|--------------------------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|------|--------|--------|---------|---------|------|------|
| 1 (L) | 176,03 | 165,57 | 68,05 | 28,30 | 95,89 | 245,20 | 51 555 | 618,15 | 105,80 | 4453 | 14 541 | 11 596 | 128 397 | 451 849 | 1019 | 536 |
| 1 (S) | 155,08 | 159,91 | 59,37 | 25,72 | 91,17 | 219,95 | 45 941 | 467,05 | 71,42 | 3824 | 10 349 | 11 543 | 161 785 | 450 967 | 1030 | 619 |
| 1 (Q) | 187,30 | 160,42 | 54,13 | 22,80 | 79,12 | 235,55 | 40 297 | 393,59 | 69,45 | 3620 | 11 288 | 9 157 | 132 364 | 470 371 | 844 | 1002 |
| 2 (L) | 165,06 | 161,21 | 62,32 | 23,51 | 133,31 | 268,52 | 48 372 | 425,20 | 94,89 | 8515 | 10 940 | 11 803 | 177 239 | 430 853 | 1316 | 666 |
| 2 (S) | 151,34 | 162,73 | 64,92 | 26,22 | 121,43 | 263,92 | 46 927 | 468,45 | 80,91 | 3867 | 10 315 | 12 395 | 181 761 | 443 097 | 1155 | 645 |
| 2 (Q) | 326,24 | 160,09 | 53,91 | 26,52 | 95,38 | 248,97 | 44 901 | 495,30 | 98,38 | 3954 | 13 275 | 9770 | 144 213 | 463 353 | 1834 | 1093 |
| 3 (L) | 159,84 | 163,74 | 59,26 | 22,87 | 96,37 | 276,84 | 48 416 | 580,40 | 68,44 | 5456 | 14 965 | 9842 | 121 167 | 449 487 | 1620 | 1035 |
| 3 (S) | 177,29 | 163,23 | 64,36 | 27,27 | 96,35 | 261,87 | 53 160 | 517,73 | 95,59 | 4146 | 12 596 | 10 880 | 120 675 | 459 654 | 1075 | 1921 |
| 3 (Q) | 158,95 | 161,49 | 55,70 | 24,42 | 97,25 | 256,38 | 50 116 | 427,76 | 103,28 | 4110 | 12 840 | 11 355 | 160 880 | 446 347 | 1211 | 2084 |

Примечание. Содержание указано в ррт. Содержание основных породообразующих элементов округлено до целочисленных значений.

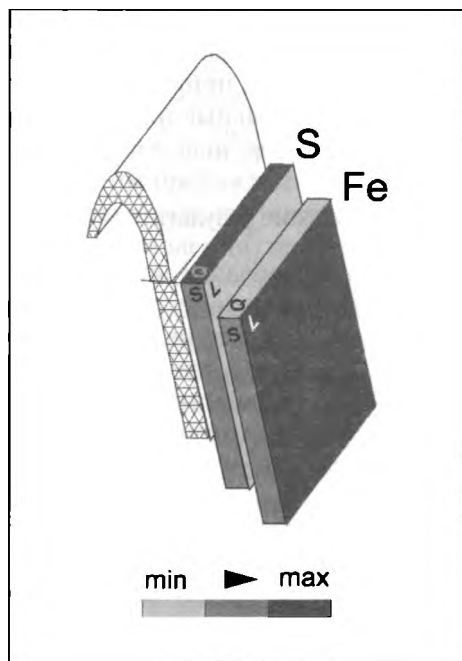


Рис. 12. Типичное распределение содержания железа (Fe) и серы (S) по структурным поверхностям пластов песчаников Донузоранского комплекса. Максимальные концентрации железа приурочены к поверхностям напластования и послынного срыва, максимальные концентрации серы — к поверхностям, близким к разрывным плоскостям поперечных сколов

синформ и антиформ, обычно сопряженных с синкинематическими разрывами. Складки в этих системах имеют своеобразный облик. В единых складчатых пакетах отдельные фрагменты могут выглядеть и как концентрические складки (класс 1), и как подобные (класс 2), и даже как дивергентные складки класса 3 (рис. 1, Е, Ж). Деформирующаяся толща в этом случае, по известному определению Дж. Гордона (Gordon, 1978), представляет собой не материал, а конструкцию, каждый элемент которой отвечает на нагрузки по-своему. Самые мощные песчаники демонстрируют хрупкопластичное поведение. Помимо складчатого изгиба они раскалываются диагональными сколами, которые большей частью затухают в соседних некомпетентных слоях, но иногда образуют длинные поперечные извилистые трещины. Ориентировка этих сколов показывает, что в одних ситуациях мощные песчаники в крыльях складок растягиваются, но в других испытывают продольное сжатие.

Тонкие прослои песчаников более пластичны и могут сминаться в более узкие и острые складки. Хрупкие деформации этих пластов представлены, как правило, поперечными и диагональными трещинами с небольшим растяжением вдоль пласта.

Алеврит-аргиллитовые породы, образующие пласты с тонкослоистой текстурой, испытывают при де-

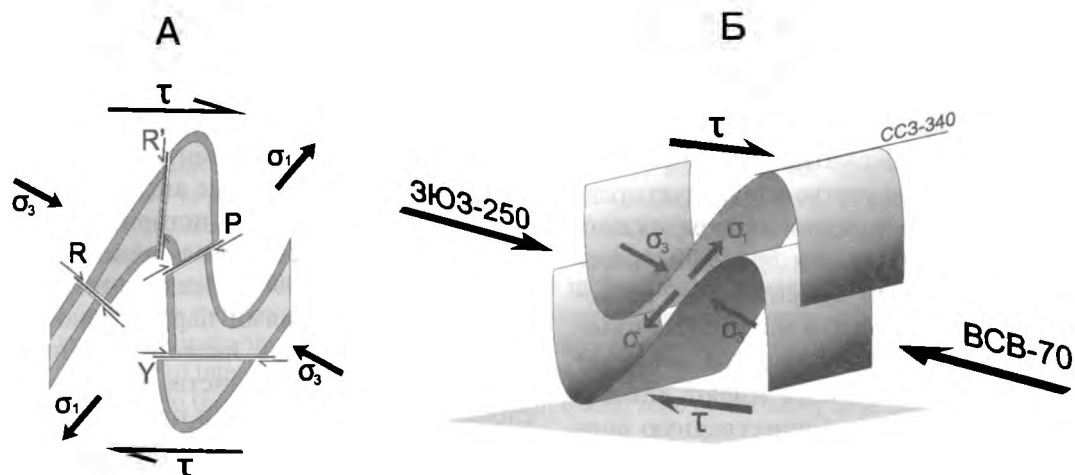


Рис. 13. Структурные модели складок Донузоранского складчатого комплекса:

А — структурный парагенез модельной складки комплекса; Б — предполагаемая ориентировка осей главных нормальных (σ) и тангенциальных (τ) напряжений.

τ — оси касательных напряжений, σ_1 — ось главного сжатия, σ_2 — ось промежуточной, σ_3 — ось главного растяжения; промежуточная ось σ_2 расположена горизонтально и нормально к плоскости осей σ_1 и σ_3 (не показана); сколовые структуры: R — синтетические сколы Риделя, R' — антитетические сколы Риделя, P — P-сколы, симметричные синтетическим сколам Риделя, Y — главные сколы

формации внутрислойное течение в каналах между компетентными пластами, которое в крыльях складок сопровождается микробрекчированием пород и послойными срывами (плоскостями течения), а в замках — образованием складочек нагнетания разных масштабов.

Поверхности срыва, или деколлементы, представляющие собой механически слабые горизонты, параллельные слоистости и разделяющие породы с разной интенсивностью деформаций, типичны для регионов надвиговой тектоники (Bates, Jackson, 1984). Такие же деформационные особенности характерны для нижних частей крупных оползневых систем. Стандартных методов различения надвиговых деформаций и деформаций доменов сжатия оползневых систем не существует, поскольку они формируются одними и теми же механизмами (Kane, Hodgson, 2011). Тем не менее возможными, по нашему мнению, различающими признаками могли бы быть длительность деформации, наличие или отсутствие литологических признаков крупномасштабного оползания и степень соответствия региональной тектонической структуре.

В изученных складчатых деформациях Донузоранского комплекса все указанные особенности развиты в полной мере. Рисунок изогон для компетентных песчаных слоев отвечает типу концентрических складок (классы 1А и 1В, по Дж. Рэмси), а для некомпетентных алевролит-аргиллитовых прослоев соответствует подобным (класс 2) и дивергентным складкам (класс 3). Стиль складчатости зависит, помимо состава пород, от мощности пластов и характера их переслаивания. Ритмическое сложение складчатой толщи реализуется в ритмической смене типа складчатости по разрезу.

Практически все складки имеют наклонную осевую поверхность, падающую на юго-запад. Материал некомпетентных слоев выжат из юго-западных крыльев складок в значительно большей степени, чем из северо-восточных, при сохранении мощности песчаников. Это приводит к тому, что осевые поверхности складок не совпадают с плоскостями замковых биссектрис. Для образования такой структуры необходимо дополнительное сдавливание, косое к осевым поверхностям складок и ориентированное под относительно небольшим углом к «разжатым» северо-восточным крыльям и почти нормально к «поджатым» юго-западным крыльям. Возможно, это сдавливание связано с вращением складчатых пакетов (и соответственно их осевых поверхностей) в системе довольно крутых надвигов, скорее всего объединенных на глубине в единый пологий срыв с северо-восточным направлением надвижения. Аналогичные соотношения локальных и региональных структур отмечались в складчатых системах Высокого Атласа (Missenard et al., 2007), Загроса (McQuarrie, 2004) и во многих других.

В приповерхностной структуре это проявляется в том, что в смятии складчатого комплекса существенную роль играют тангенциальные напряжения, и связанные с ними сколовые деформации. Сколы обычно локализованы в замках складок и образуются, видимо, в случае механической невозможности аккомодировать напряжения за счет пластического увеличения кривизны замка. В прилежащих периферических прослоях это деформационное событие может отражаться в формировании складки вздутия, нормальной к поверхности пластов. Такие складки известны под названием «уши кролика» (rabbit-ear folds) (Missenard et al., 2007).

На моделях показаны структурная ассоциация складок донузоранского типа (рис. 13, А) и предполагаемые поля напряжений, под воздействием которых образовалась наблюдаемая в настоящее время структура (рис. 13, Б). Главная ось сжатия имеет ориентировку ЗЮЗ 250 — ВСВ 70, не соответствующую представлениям об общем субмеридиональном сжатии района верховьев Бодрака (Панов и др., 2009), которое выражено в субширотной ориентировке региональных надвигов. Возможно, что в мозаике тектонических блоков верховьев долины Бодрака основное значение для структурообразования имеют локальные деформационные факторы. Существенную роль в строении модельной складки Донузоранского комплекса имеют сколовые деформации, которые, соответственно их положению в структуре, соотносятся с набором риделевских сдвигов R, R', P и Y, образующихся в обстановке простого сдвига за счет касательных напряжений.

Анализ физических свойств песчаников, слагающих компетентные слои, показал их скоростную и геохимическую анизотропию. В целом скоростная анизотропия выражена совершенно отчетливо, но не везде равномерно. По всей видимости, величина анизотропии связана как с составом, структурой и первичной слоистостью таврических отложений, так и с их последующей деформационной историей. В зависимости от позиции измеряемых образцов в складчатой

той структуре эти факторы могут и усилить, и нейтрализовать друг друга.

В целом компетентные слои формируют общий каркас складчатой структуры комплекса Донузоран, в то время как некомпетентные слои под нее «подстраиваются». Складчатые ансамбли такой морфологии и деформационной истории относятся обычно к типу флексурных складок течения (*flexural-flow folds*) (Devis, Reynolds, 1996). Механизмом их образования, наряду со смещениями параллельно границам слоя вдоль частных срывов, является течение менее вязкого материала в пространстве между компетентными слоями, приводящее к его накоплению (утолщению) в замковых участках и утонению на крыльях. Дальнейшее перераспределение материала между крыльями складок связано, вероятно, с вращением складчатых пакетов в системе распределенных взбросов, развитых на фронте достаточно мощного надвига.

Авторы выражают глубокую благодарность сотрудникам геологического факультета МГУ П.А. Фокину и Ю.В. Ростовцевой за помощь в проведении литологических исследований, В.Ю. Водовозову, В.М. Ладыгину и Р.А. Митояну за предоставленную возможность изучения физических и химических свойств образцов, а также В.С. Милееву и Д.И. Панову за консультации по вопросам строения Качинского поднятия. Авторы благодарят А.С. Алексева за ценные редакционные замечания, позволившие существенно улучшить текст статьи.

ЛИТЕРАТУРА

Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. 168 с.

Геология СССР. Т. VIII. Крым. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 576 с.

Лебединский В.И. С геологическим молотком по Крыму. 3-е изд., перераб. и дополн. М.: Недра, 1982. 160 с.

Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Рогов М.А. Тектоника и геодинамическая эволюция Горного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84, вып. 2. С. 3 — 22.

Муратов М.В. Геология Крымского полуострова. Руководство по учебной геологической практике в Крыму. М.: Недра, 1973. Т. 2. 191 с.

Никитин М.Ю., Болотов С.Н. Геологическое строение Крымского учебного полигона МГУ. Альбом рисунков по Второй учебной геологической практике. Ч. I. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2006. 136 с.

Никишин А.М., Алексеев А.С., Барабошкин Е.Ю. и др. Геологическая история Бахчисарайского района Крыма. (Учебное пособие по Крымской практике). М.: Изд-во Моск. ун-та, 2006. 60 с.

Панов Д.И., Болотов С.И., Косоруков В.Л. Стратиграфия и структура таврической серии (верхний триас — ляс) Качинского поднятия Юго-Западного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84, вып. 5. С. 2—73.

Bates R.L., Jackson J.A. Dictionary of Geological Terms (Third ed.). N.Y.: Anchor Books, 1984. 129 p.

Davis G.H., Reynolds S.J. Structural Geology of Rocks and Regions (2nd Edition). N.Y.: John Wiley and Sons, Inc., 1996. 776 p.

Gordon J.E. Structures, or why things don't fall down. Penguin Books, 1978. 393 p.

Hudleston P. J., Treagus S.H., Lan L. Flexural flow folding: Does it occur in nature? // Geology. 1996. Vol. 24, N. 3. P. 203—206.

Kane I.A., Hodgson D.M. Sedimentological criteria to differentiate submarine channel levee subenvironments: Exhumed examples from the Rosario Fm. (Upper Cretaceous) of Baja California, Mexico, and the Fort Brown Fm. (Permian), Karoo Basin, S. Africa // Mar. Petrol. Geol. 2011. Vol. 28, N 3. P. 807—823.

McQuarrie N. Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran // J. Structur. Geol. 2004. Vol. 26. P. 519—535.

Missenard Y., Taki Z., Frizon de Lamotte D. et al. Tectonic styles in the Marrakesh High Atlas (Morocco): The role of heritage and mechanical stratigraphy // J. African Earth Sci. 2007. Vol. 48, N 4. P. 247—266.

Ramsay J.G. Folding and fracturing of rocks. N.Y.: McGraw-Hill, 1967. 254 p.

Ramsay J.G., Huber M.I. The techniques of modern structural geology. Vol. 1: Strain analysis. London: Academic Press, 1983. 307 p.

**MORPHOLOGY AND DEFORMATIONAL ENVIRONMENT OF LOWER JURASSIC
DONUZORAN FOLDED COMPLEX (SOUTHWESTERN CRIMEA)**

Ark. V. Tevelev, E.A. Shmonova, Al. V. Tevelev

The Donuzoran folded complex was studied in the large outcrop of the Tavr Group (Triassic — Jurassic) located in a bank scarp of the Bodrak River (Bakhchisaray Area, Crimea, Ukraine). Tavr turbidites are wrinkled there in a system of NW striking folds conjugated with synkinematic faults. It has been established that competent turbiditic sandstones form the nearly concentric folds, whereas incompetent fine-grained beds, taken separately, look in the same structures like similar folds. Sufficient flow of deforming stuff from the fold limbs to their hinges is manifested more strongly into the western limbs and less remarkably into the eastern limbs. It causes a mismatch in dipping between fold axial plane and plane of interlimb angle bisector. There is suggesting that structures of the Donuzoran folded complex belong to the flexural flow type developed in frontal zone of the rather large overthrust.

Key words: folded system, turbidites, Tavr Group, Crimea.

Сведения об авторах: *Тевелев Аркадий Вениаминович* — докт. геол.-минерал. наук, проф. каф. региональной геологии и истории Земли геологического ф-та МГУ имени М.В. Ломоносова; *e-mail:* arctevelev@gmail.com; *Шмонова Елена Алексеевна* — магистрант второго года обучения каф. региональной геологии и истории Земли геологического ф-та МГУ имени М.В. Ломоносова; *Тевелев Александр Вениаминович* — докт. геол.-минерал. наук, вед. науч. сотр. каф. региональной геологии и истории Земли геологического ф-та МГУ имени М.В. Ломоносова; *e-mail:* atevelev@rambler.ru