

логия геологической науки. К., 1985. 199 с. 3. Печерский Д. М. Магнитные свойства изверженных горных пород. Магадан, 1964. 157 с. 4. Старостин В. М. Структурно-петрофизический анализ горных пород и руд // Геология рудных месторождений. 1973. № 5. С. 19—31. 5. Сухорада А. В. Магнитные свойства гранитоидов и некоторые аспекты их геологической интерпретации: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук, К., 1972. 28 с. 6. Его же. Магнитные свойства гранитоидов и некоторые аспекты их геологической интерпретации // Материалы IX Конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Баку, 1973. Ч. 2. С. 209—210. 7. Его же. Предмет и задачи динамической геофизики — попытка системного исследования // Системный подход в геологии. М., 1986. С. 31—32. 8. Его же. Эволюционный аспект петрофизики и его роль в прогрессе наук о Земле. М., 1987. 13 с. Деп. в ВИЭМС 06.04.87 г. № 400-МГ-87. 9. Сухорада А. В., Гузий Н. И., Лобанова Н. Ю. Петромагнитные особенности и рудные минералы гранитоидов Приазовья // Вестн. Киев. ун-та. Прикл. геохимия и петрофизика. 1985. Вып. 12. С. 37—45. 10. Сухорада А. В., Заика-Новацкий В. С., Гузий Н. И. и др. Магнетизм гранитоидов Ятранского блока Украинского щита // Там же. 1988. Вып. 15. С. 87—102. 11. Толстой М. И., Гасанов Ю. Л., Моляко В. Г. и др. Геохимия, петрофизические особенности и вопросы генезиса новейших вулканитов Советских Карпат. К., 1976. 168 с. 12. Толстой М. И., Чекунов А. В., Шербаков И. Б. и др. Петрофизика гранитоидов Украинского щита. К., 1987. 240 с.

Поступила в редколлегию 14.11.88

УДК 552.168

В. С. ЗАЙКА-НОВАЦКИЙ, д-р геол.-минерал. наук, проф.

ДИСЛОКАЦИОННЫЙ ПРОЦЕСС И ЕГО ЭВОЛЮЦИЯ КАК ПРИРОДНЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ (на примере Горного Крыма)

Тектонические структуры Горного Крыма рассмотрены как результат природного эксперимента, позволившего восстановить условия и историю происшедшей деформации. Обнаружение хаотических комплексов — микститов осадочного происхождения, подвергшихся тектонизации на месте своего образования, убедительно свидетельствует об отсутствии перемещений, сколько-нибудь отвечающих постулатам плейтектоники.

Геологические обнажения достаточно часто позволяют наблюдать последовательные изменения степени деформированности осадочных пород, от практически недеформированных слоистых толщ до предельно деформированных, в которых уже невозможно распознать первичную текстуру. Подобные последовательности можно рассматривать как результат природного эксперимента, позволяющий восстанавливать все параметры процесса деформации без применения теории подобия. Моделирование, как физическое, так и математическое, более оправдано для решения вопросов, связанных с деформациями регионального и, в особенности, глобального масштабов.

Сам термин «природный эксперимент» во вполне конкретном смысле использовал Е. И. Паталаха, указав, что, «расположив породы... в естественные ряды по степени деформированности ... де-

монстрирующие своеобразный «природный эксперимент»... удается воочию увидеть и проследить шаг за шагом все те изменения в структуре толщи пород, которые привносит с собой нарастающая деформация на различных этапах эволюции» [9, с. 35—36]. В этом смысле особенно удобны локальные деформации, создающие «малые структурные формы» — относительно неширокие складки и зоны разрывных смещений со всем сопровождающим их набором элементов структурного парагенезиса — различного рода линейных плоскостных и объемных текстур и структур, обнаруживаемых визуально в обнажениях, штуфах и шлифах.

Следует, однако, заметить, что природный эксперимент используется далеко не так часто, как он того заслуживает, что связано в первую очередь со всеми теми трудностями и помехами, которые неизбежны при натуральных исследованиях, трудоемкостью получения наблюдательного и статистического материала в полевых условиях. Однако качественно и профессионально грамотно собранные материалы такого рода трудно переоценить хотя бы потому, что обнажения существуют достаточно долго и, следовательно, важнейшее требование к эксперименту — его воспроизводимость — само собой выполняется.

Прекрасные примеры структурного анализа природных деформаций имеются в работах Э. Клооса, Е. И. Паталахи, М. В. Гзовского и многих других исследователей. Закономерности, выявляемые при наблюдениях малых структурных форм, в силу правила Пумпелли — Гзовского* могут быть вполне корректно экстраполированы на крупные структуры.

Обнажения осадочных и вулканических формаций Крымских гор предоставляют лучшие возможности для проведения природного эксперимента. Структурная эволюция Горного Крыма позволяет с высокой степенью достоверности создать, в частности, представление об изменении типа деформации в зависимости от физических свойств толщ горных пород при практически неизменных РТ-условиях, существовавших в период от позднего триаса до поздней юры. Эти условия, согласно Е. И. Паталахе [9], отвечают эпизоне, вязкостные свойства которой варьируют в широких пределах, но преимущественно оказываются достаточно низкими, чем определяется ведущий тип деформации — гидропластическое течение горных масс. Наиболее типично свойство гидропластичности повлияло на особенности структурно-текстурной основы таврической серии — флишевой формации, накопившейся в геосинклинальном отроге, существовавшем на месте современного Горного Крыма в течение позднего триаса и ранней юры.

Преобладание глинистых пород (аргиллиты) при общей насыщенности флишевой формации водой обусловило ее гидропласт-

* Р. Пумпелли: «Угол и направление погружения складки часто определяется положением осей мелких складок на ее крыльях» [11, с. 275]. М. В. Гзовский: «... говоря о разрывах, геологи имеют дело с объектами, величина которых лежит в диапазоне 10^{10} ... разрывы разной величины обладают поражающим геологическим сходством морфологии ...» [3, с. 95].

тическое течение в виде субгоризонтальных пластин различных размеров с изгибной внутренней деформацией, представленной симметричными и несимметричными (Z-образными) складками и флексурами (рис. 1).

Структурообразующая роль и распространение кливажа осевой плоскости при деформировании минимальны, что также характерно для эпизонального механизма деформации. Морфологически совершенные структуры приурочены исключительно к пачкам флиша с хорошо развитым первым подэлементом флишевого ритма (песчаник, алевролит), в то время как мощные алевро-аргиллитовые пачки бесструктурны, производят впечатление рыхлых, будучи пронизанными бесчисленной, видимо, неупорядоченной трещиноватостью. Пласты песчаников и алевролитов разбиты кливажно разлома, будинированы, в их пределах деструкция выражается

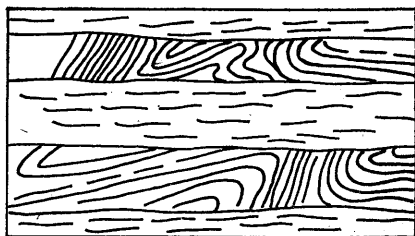


Рис. 1. Чередование складчатых и бесструктурных пакетов флиша таврической серии. Мощность пакетов — несколько метров. Обнажение у пос. Изобильное на трассе Алушта—Симферополь



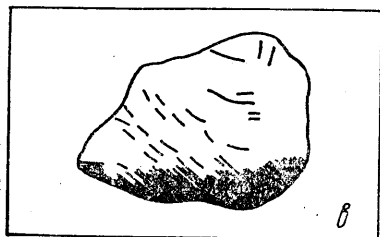
а



б

Рис. 2. Формы хрупкого разрушения и тектонического окатывания во флише:

а — кливаж разлома, будинаж и начальное перемешивание пластов песчаника среди алевро-аргиллитовой матрицы (высота зарисовки 3 м, абразонный уступ восточнее Алушты — см. рис. 3, б); б — трещины растяжения шириной в несколько сантиметров в пласте песчаника, залегающего в основании флишевого ритма (глыба восточнее пансионата «Эврика» — см. рис. 3, в); в — оглаженный в потоке аргиллитовой массы обломок — «колуна» пласта песчаника (20 см по длинной оси), обнажение у клуба с. Украинка



в

в тектоническом окатывании будин, при этом возникают клинообразные закругленные формы — «колуны», как бы плавающие в аргиллитах (рис. 2).

Генетически данный тип структурного парагенезиса обусловлен тектоно-гравитационными процессами, существенную роль при этом играет глиняная тектоника. Ее формы наиболее представи-

тельно обнажаются в коренных обрывах Южного берега, разграничивающих обширные участки оползневых масс (рис. 3).

В Крымском предгорье, в ядре Качинского антиклинория, где наряду с флишем широко распространена формация глин (аргиллитов) верхнего триаса, изменяются как тип структурного парагенезиса, так и направление тектонического потока. Одновременно с формированием складчатых пластин на юге здесь, на севере, в ран-

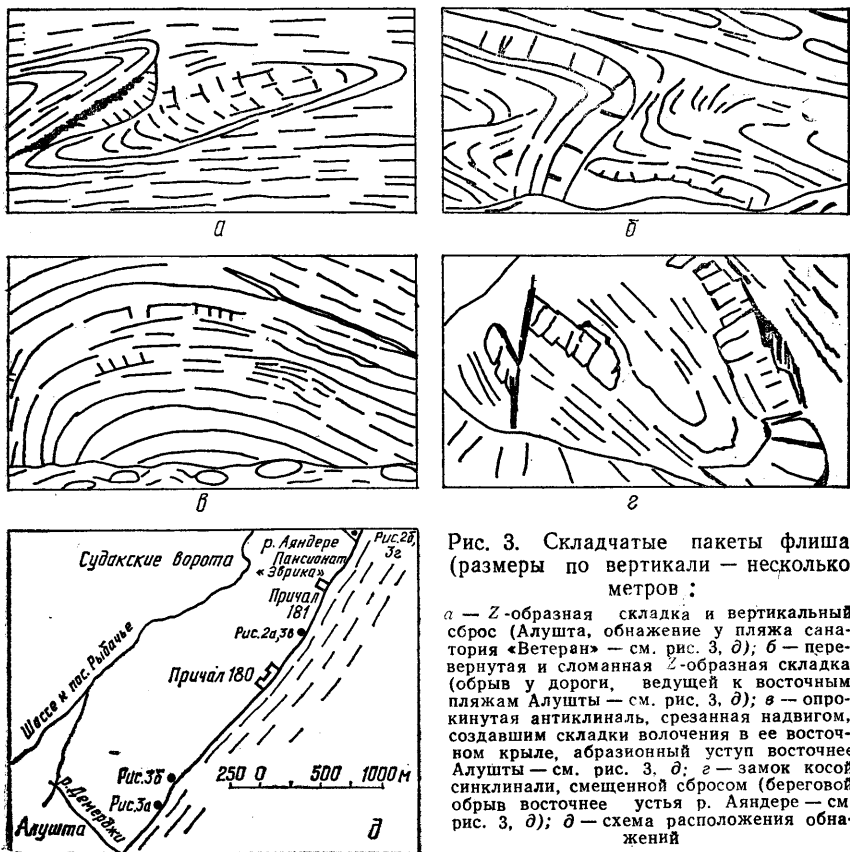


Рис. 3. Складчатые пакеты флиша (размеры по вертикали — несколько метров):

а — Z-образная складка и вертикальный сброс (Алушта, обнажение у пляжа санатория «Ветеран» — см. рис. 3, д); б — перевернутая и сломанная Z-образная складка (обрыв у дороги, ведущей к восточным пляжам Алушты — см. рис. 3, д); в — опрокинутая антиклиналь, срезанная надвигом, создавшим складки волочения в ее восточном крыле, абразивный уступ восточнее Алушты — см. рис. 3, д; г — замок косой синклинали, смещенной сбросом (береговой обрыв восточнее устья р. Аяндере — см. рис. 3, д); д — схема расположения обнажений

некиммерийскую «фазу складчатости» мощный (3—4 км), преимущественно глинистый, комплекс триаса как фундамент псефопсаммитовой терригенной, вулканогенной и угленосной орогенных существенно менее мощных молассовых формаций средней юры, благодаря своей неустойчивости, оказался вовлеченным в вертикально направленное тектоническое течение. Это движение расчленило на блоки-клиппы хрупкий чехол моласс и развернуло их соответственно своему направлению. Так возник уникальный полимиктовый меланж, состоящий из исполинских, поставленных на голову слоистых блоков вулканитов, конгломератов и песчаников, распо-

лагающихся в предельно перемятой массе более древних аргиллитов, представляющих матрицу этого микстита [4].

Зона глиняного меланжа тянется вдоль южного подножья Крымского предгорья (Вторая гряда), а на Южном берегу лучшим представителем этого типа тектонитов является участок, включающий среднеюрский вулкан Карадаг. Знаменитый профиль* [7, с. 157] хребта Карагач западной части Карадага (рис. 4) образован вертикально залегающими, даже опрокинутыми к югу слоями тефры, которыми сложен блок-обломок вулканической постройки, «удобно» расположившийся в обтекающем его потоке глинистой массы, бывшей некогда стратифицированной толщей,

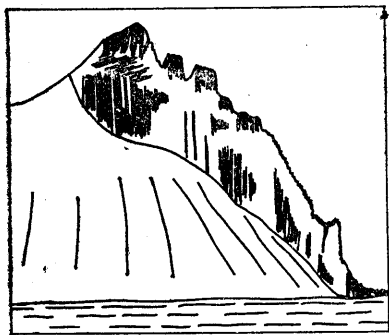


Рис. 4. Профиль хребта Карагач с запада. Детали гребня обусловлены вертикальным залеганием слоев тефры и потоков лавы. На переднем плане видны аргиллиты

подстилавшей днище этого вулкана. Для его реконструкции необходимо привести в нормальное горизонтальное положение сохранившиеся от морской абразии обломки, а затем соединить их в единое целое по тектоническим швам. В подобной операции нуждаются также разрозненные обломки осадочной туфопесчаниковой пачки и блоков вулканитов, выступающих в обрывах, обращенных к морю западнее пос. Рыбачье. Относительно лучше сохранилась вулканическая постройка в районе Меласа, местами можно видеть почти нормально залегающие пачки вулканогенно-осадочных пород. Восстановление первоначального залегания Курцовского и Тотайковского вулканов осуществлено ранее [4].

Субвулканы Горного Крыма обычно относятся [10] к категории «массивов линейной и неправильной формы», среди которых широко распространены «силлы» (Бещуйский, Бодракский, Салгирский, Партенитский). Отнесение перечисленных массивов к силлам, т. е. согласным формам, основывается на видимом конформном залегании их среди флиша. Однако действительные соотношения флиша и субвулканических массивов являются секущими, с учетом все усложнявшегося залегания пликативно-дизъюнктивных структур таврической серии. Движущаяся кверху порция расплава волокна, обезвоживала и приплавала к себе в экзоконтакте флиш, что в итоге создает видимость согласного залегания. Следовательно, линейные массивы ничем принципиально не отличаются

* В. И. Лебединский [7]: «На фоне голубого неба вырисовываются... каменные Королева и Король, направляющиеся к Трону, повисшему над бездной. А выше... застывшая в поклоне Свита, почтительно следующая за королевской четой» (с. 157).

от массивов неправильной формы, таких как Аюдаг, Кабель, Мухалатка и др.

Очевидно, данный тип дислокаций обусловлен первоначальной инверсией плоскостных и реологических свойств триасовых, с одной стороны, и среднеюрских пород — с другой, что дало о себе знать еще на этапе киммерийского орогенеза и явно ощущается на современном этапе тектогенеза в Горном Крыму. Дело в том, что геологическое строение Горного Крыма в региональном плане отличается одной немаловажной особенностью: высокопластичная мощная толща глинистого флиша зажата между плотным гетерогенным, но преимущественно байкальским фундаментом и жесткой, а следовательно, хрупкой бронирующей плитой полифациального, в основном известнякового, комплекса верхней юры. Этот стратиграфический «пирог с начинкой» не только открыт к югу, но «отрезанный ломоть» его перманентно опускается под воды Черного моря, что, естественно, создает условия для выдавливания «начинки», т. е. активной оползневой деятельности, столь характерной для Южного берега. Движение оползней маркируется гигантскими глыбами известняков, череда которых прослеживается от обрывов Яйлы до подводных неогеновых осадков, внутри которых эти глыбы обнаруживаются на сейсмограммах непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП).

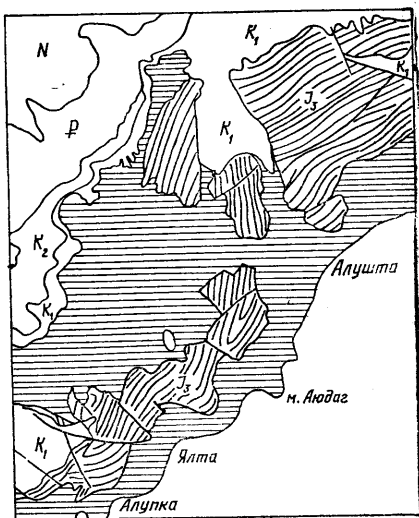


Рис. 5. Схема, иллюстрирующая соотношение в плане пластичных пород флишевой (штриховка волнистыми линиями) и жестких пород вышележащих (J_3-N) формаций

Вдоль Качинского антиклинория течение пластичной горной массы направлено вверх, в связи с чем антиклинорий должен рассматриваться как открытый эрозией протяженный валообразный глиняный диапир, переходящий в изометричную форму на юге (рис. 5). Отмеченная региональная геологическая особенность Горного Крыма позволяет по-новому рассмотреть вопрос о свойствах его дизъюнктивной тектоники. В частности, весьма сомнительной кажется густая сеть сквозных вертикальных разнонаправленных разломов, изображаемая на геологических картах, вплоть до новейших [2]. Очевидно, более правильными будут представления о том, что хрупкие разломы фундамента должны «завязнуть» во флише, где должна господствовать «рассеянная» дизъюнктивная система, подчиненная субгоризонтальному на Южном берегу и,

в общем, вертикальному (вдоль Качинского антиклинория-вала) продольному расплющиванию, механизм которого, правда, на совершенно ином наблюдательном материале изобразил В. С. Ми-
шев [8].

Механическое взаимодействие флишевой формации с перекрывающей массивной плитой отложений верхней юры выражается дифференцированным по площади литостатическим давлением последней и ответным перемещением подстилающего флиша, вызывающим дробление и некоторое растаскивание частей жесткой кровли (см. рис. 5). Этот процесс, очевидно, должен быть конседиментационным и определять как пестрый литологический состав и текстуру, так и изменения мощности фаций верхней юры. По мере осушения территории, занятой верхнеюрским морем, литификации известняков и терригенных отложений жесткость пород прогрессировала, и, соответственно, орогенные движения (поздние киммериды) реализовались, в частности, в системе разрывов, наследующих главным образом неоднородности, возникшие на предшествующем этапе седиментации. Однако эти разрывы не могли быть сквозными, поскольку неизбежно подвергались «рассасыванию» по мере проникновения в вязкую толщу флиша.

Результаты природного эксперимента, приведенные выше, позволяют присоединиться к мнению исследователей ряда вузов [1], которые подвергли резкой критике концепцию о покровном (чешуйчато-надвигом) строении Горного Крыма и Керченского полуострова [5, 6]. Загадки тектоники Крыма объясняются сугубо местными причинами, главной из которых является механическое взаимодействие существенно различающихся по своим физическим свойствам «складчатого основания» и верхних структурных этажей Крымских гор, и хотя смещения их относительно друг друга несомненны, даже максимальные амплитуды перемещений не выходят за пределы региональных границ, а фациальные связи не нарушаются в той степени, чтобы стала невозможной историко-геологическая интерпретация наблюдаемых и картируемых соотношений между осадочными толщами. Более того, именно обнаружение хаотических комплексов — микститов осадочного происхождения, подвергшихся тектонизации на месте своего образования, убедительно свидетельствует об отсутствии перемещений, сколько-нибудь отвечающих постулатам плейтектоники.

Геологическая изученность и накопленные данные о физических свойствах горных пород Крыма таковы, что тектонофизические исследования, направленные на воспроизведение природного эксперимента по эволюции дислокационного процесса, кажутся весьма перспективными и актуальными.

Список использованной литературы

1. Архипов И. В., Кравченко С. М., Успенская Е. А., Цейслер В. М. Геологические факты и тектонические гипотезы (о книге Ю. В. Казанцева «Тектоника Крыма») // Изв. вузов. Геология и разведка. 1983. № 1. С. 156—162.
2. Геологическая карта Горного Крыма. Масштаб 1 : 200000. К. о., 1984.

л. З. Гзовский М. В. Математика в геотектонике. М., 1971. 240 с. 4. Заика-Новацкий В. С., Соловьев И. В. Эскиординский микстит Крымского предгорья // Вестн. Киев. ун-та. Геология. 1988. Вып. 7. С. 30—37. 5. Казанцев Ю. В., Бехер Н. И. Аллохтонные структуры Керченского полуострова // Геотектоника. 1988. № 4. С. 77—89. 6. Казанцев Ю. В. Тектоника Крыма. М., 1982. 112 с. 7. Лебединский В. И. С геологическим молотком по Крыму. М., 1974. 203 с. 8. Милеев В. С. Структурный парагенезис — основа корреляции структурных форм, сформированных в единых динамико-кинематических условиях // Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов. Л., 1978. С. 44—55. 9. Паталаха Е. И. Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя. М., 1985. 169 с. 10. Тихомиров В. Г. Структурная геология вулканических массивов. М., 1985. 184 с. 11. Хиллс Е. Ш. Элементы структурной геологии. М., 1967. 479 с.

Поступила в редколлегию 21.11.88

УДК 553.641

И. П. ЩЕРБАНЬ, *д-р геол.-минерал. наук, проф.*,
В. И. ШЕВЧЕНКО, *канд. геол.-минерал. наук, доц.*

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ РАЗЛИЧИЯ И СХОДСТВА РУДОНОСНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ЗАКАРПАТЬЯ И ДОНБАССА

Описаны зональные колонки метасоматитов формаций аргиллизитов, листвениитов-березитов и вторичных кварцитов на рудных месторождениях Закарпатья, которые, как и месторождения Донбасса, представлены ртутными, полиметаллическими, золоторудными объектами и характеризуются относительно небольшим уровнем эрозионного среза. Различия касаются минерального состава руд, вертикального размаха оруденения, формационного типа метасоматитов. Главной причиной указанных различий, по мнению авторов, являются неодинаковые значения палеогеотермических градиентов в сопоставляемых регионах.

Рудоносные метасоматиты получили в пределах Закарпатья довольно широкое распространение и обнаруживают тесную пространственную и, вероятно, генетическую связь с большинством известных здесь месторождений и рудопроявлений ртути, свинца, цинка и золота. Наиболее характерная особенность рудоносных метасоматитов и руд Закарпатья, сравнительно с другими рудными провинциями, состоит в том, что они являются низкотемпературными и могут быть сгруппированы всего в три формации: аргиллизитов, листвениитов-березитов и вторичных кварцитов [1, 8, 10, 12, 13 и др.]. При этом установлено, что все без исключения месторождения и рудопроявления ртути этого региона сопровождаются исключительно метасоматитами формации аргиллизитов, в то время как полиметаллические — листвениитами-березитами, а золоторудные — как низкотемпературными вторичными кварцитами, так и листвениитами-березитами [5, 6]. Вместе с тем известно, что метасоматиты среднетемпературных формаций имеют в Закарпатье крайне ограниченное распространение, а высокотемпературные метасоматиты вообще до сих пор не установлены. К числу таких редко встречающихся и относительно слабо изученных формаций относятся грейвены, краткая характеристика которых содержится в ряде работ

© И. П. Щербань, В. И. Шевченко, 1990

п-1657

вып. 9

1-й экз.

ВЕСТНИК

Киевского университета

МИНИСТЕРСТВО
ВЫСШЕГО
И СРЕДНЕГО
СПЕЦИАЛЬНОГО
ОБРАЗОВАНИЯ
УССР

ГЕОЛОГИЯ

ОСНОВАН В 1958 г.

ОТДЕЛЕНИЕ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
Библиотечки по естественным
наукам АН СССР

ВЫПУСК

9

КИЕВ
«ЛЫБИДЬ»
1990