

Российская академия наук
Уральское отделение
Коми научный центр
Институт геологии

Сыктывкарский государственный университет

В.В.Юдин

ГЕОЛОГИЯ КРЫМА на основе геодинамики



Сыктывкар, 2000

Российская академия наук
Уральское отделение
Коми научный центр
Институт геологии

Сыктывкарский государственный университет

В.В.Юдин

ГЕОЛОГИЯ КРЫМА
на основе геодинамики

(научно-методическое пособие
для учебной геологической практики)

Сыктывкар, 2000

Геология Крыма на основе геодинамики. Юдин В.В. (Научно-методическое пособие для учебной геологической практики). – Сыктывкар, 2000. – 43 с.

С позиций теории тектоники литосферных плит рассмотрены разнопорядковые элементы строения Крыма и их районирование. Выделены принципиально новые структуры: три коллизионных шва, террейны и микроконтиненты, девять региональных меланжей и пять олистостром, разнообразные надвиги и принадвиговые складки. Разработана геодинамическая эволюция региона. Даны новые интерпретации строения основных объектов учебной геологической практики в Крыму с приведением карт и разрезов. Предложены рекомендации по дальнейшему изучению района и практическому использованию геодинамической модели.

Для преподавателей, аспирантов и студентов вузов, проводящих крымскую геологическую практику, а так же для геологов, изучающих строение и эволюцию горно-складчатых областей.

ВВЕДЕНИЕ

Крым – уникальный геологический и ландшафтный памятник природы. На его небольшой площади можно наблюдать и изучать большинство геологических объектов и процессов, известных на Земле. Поэтому более 50 лет здесь проводятся геологические практики для студентов главных ВУЗов России, Украины, Белоруссии, Латвии, Литвы, а частично, и стран дальнего зарубежья. Доступность, компактность расположения, хорошая обнаженность разнообразных объектов и большая сложность геологического строения привлекали сюда многих известных ученых Отечества. Результаты более, чем 100-летнего изучения полуострова изложены в многочисленных книгах и статьях, а также в учебно-методических пособиях по крымской практике [1, 2, 8–12 и др.]. Все они нередко противоречивы в интерпретациях геологического строения и эволюции. В последние годы детальные исследования и острые научные дискуссии показали, что Крым, и особенно его горная часть, имеют значительно более сложное строение, чем считалось ранее. Аналогичная ситуация характерна для многих других регионов, что обусловлено новыми данными и интерпретациями, а также научной революцией в геологии [13]. Поэтому и студенты, и аспиранты, и преподаватели на крымской практике могут не только ознакомиться с бесспорными объектами и процессами, но также решить дискуссионные проблемы геологии полуострова. В данной работе дается принципиально новое понимание геологии Крыма с позиций современной теории тектоники литосферных плит и геодинамики. Основы этой теории изложены в многочисленных работах и последних учебниках [13, 14].

В настоящее время в представлениях о строении Крыма сосуществуют две основные концепции – фиксистская и мобилистская. Согласно фиксистской, главными элементами считаются разноориентированные крутопадающие разломы, сформированные вертикальными движениями блоков земной коры [2, 3, 6, 10 и др.]. Это отражено на всех не похожих друг на друга изданных государственных геологических картах Крыма. Сравнивая карты разных лет и авторов (М.В. Муратова, Л.С. Борисенко, С.В. Пивоварова и др.), мы получим хаотичную картину противоречиво выделенных прямолинейных “разломов”, секущих складчатые структуры. Часть исследователей усматривали в такой картине закономерную и устойчивую во времени и пространстве ортогональную или диагональную сетку и связывали ее с системой общепланетарной трещиноватости (Л.С. Борисенко, Н.Н. Новик и др.) [3]. Отметим, что если бы такая сеть существовала и влияла на макроструктуры, то проявлялась бы на всей поверхности Земли. Горные системы и современная сейсмичность распределялись бы равномерно, что не соответствует действительности.

Поскольку широкого обсуждения противоречивых вариантов выделения конкретных субвертикальных разломов и блоков не было, как и достаточно достоверных доказательств их существования, выбрать наиболее правильную модель было невозможно. Кроме того, субвертикальные разрывы не позволяют привести в доскладчатое положение интенсивно смятые породы, что является признаком геометрической невозможности построений.

Структурно-мобилистская концепция наметилась задолго до появления фиксистской в 30–40-е годы с выделением в Крыму надвигов (А.С.Моисеев, К.К.Фохт, Г.А.Лычагин и др.). После 40-летнего господства представлений фиксизма Ю.В.Казанцевым [7 и др.] был обоснован существенно иной взгляд на строение полуострова. Структуры Крыма представлялись как серия тектонических пластин, надвинутых с юга на север и сформированных мощным горизонтальным сжатием земной коры. Впоследствии такая модель поддерживалась и развивалась в работах И.В.Попадюка, С.Е.Смирнова и др. Одновременно М.Е.Герасимов, основываясь на материалах геофизики и бурения, отметил в Равнинном, Предгорном Крыму и Керченском полуострове взбросо-надвиги и южного и северного падений. Другая группа исследователей после детального изучения структур Горного Крыма и его обрамлений с 1993 г. обосновала в основном южное смещение аллохтонов из предгорной части полуострова (В.В.Юдин [15–19], В.С.Милеев, С.Б.Розанов и др. [11]).

Надвиговая концепция развивалась в условиях очень резкого оппонирования большинством исследователей. Это позволяло достаточно быстро аргументировать дискуссионные вопросы, корректировать построения и согласовывать разные трактовки мобилистских интерпретаций. Последние позволили получить существенно новые данные и пересмотреть ранее известные для создания современной сбалансированной геодинамической модели.

Предшествующие представления о Крыме основывались на теоретических учениях о геосинклиналях, глубинных разломах, глобальных циклах и фазах складчатости, планетарной системе трещин-разломов и др. Однако, после научной революции в геологии в последние 30 лет, эти учения подверглись серьезной критике и ныне малоупотребимы [13, 14]. Примеры крымских дискуссий по этим проблемам приведены в сборнике [3] и др.

Подавляющее большинство структур, выделенных ранее в Горном Крыму, оказались не соответствующими определениям или искаженными понятиями устаревших научных учений. Например, разноранговые антиклинории, синклинории, крупные своды, антиклинали и синклинали при проверках не отвечали критериям выделения из-за отсутствия таких

обязательных элементов, как ядро и второе крыло. Другой пример - использование многочисленных свит, которые часто запутывают и без того сложную картину строения. Это связано со значительной изменчивостью состава разновозрастных пород по простиранию и сближению их по надвигам. Число выделенных свит настолько велико, что стало проблематичным не только их распознавание, ограничение и картирование, но и запоминание. Кроме того, многие свиты оказались выделенными в локальных глыбах, массивах и матриксе хаотических комплексов без стратиграфической связи с окружающими толщами. Поэтому при выделении структур в основном использовалось биостратиграфическое расчленение толщ в соответствии с общей геохронологической шкалой.

В основу работы положены результаты личных детальных исследований Горного Крыма и прилегающих районов с позиций глобальной тектоники (плит), геодинамики и сбалансированных построений. Отдельные элементы новой модели строения Крыма более подробно изложены в 50 публикациях автора. В конце текста приведен краткий словарь основных понятий, обычно отсутствующих в терминологических справочниках.

При создании работы большую помощь и поддержку оказали преподаватели Сыктывкарского и Московского университетов Т.П.Майорова, А.А.Клочко, В.С.Милеев, С.Б.Розанов и сотрудники Института геологии Коми научного центра УрО РАН Н.П.Юшкин и Н.А.Мальшев, а также известные крымские исследователи М.Е.Герасимов и Ю.Г.Юровский.

1. Основные элементы строения Крыма

1.1. Структуры первого порядка

Основой современного представления о строении и эволюции сложнопостроенных регионов является выделение и прослеживание коллизионных швов – сутур. Это зоны, вдоль которых произошло полное поглощение (субдукция) океанической коры палеоокеанов и столкновение (коллизия) континентов, микроконтинентов и террейнов. Положение и наклон сутур определяет строение, геодинамическую модель региона и, как следствие, прогноз поисков полезных ископаемых. В 1993–1994 гг. в Крыму были выделены две сутуры: Предгорная мезозойская и Северокрымская палеозойская [15, 17].

Предгорная сутура (рис. 1) прослеживается по геофизическим данным под мезозойско-кайнозойскими отложениями через весь Крым и далее на Кавказ. На Симферопольском поднятии в широкой зоне нарушения пробурены многочисленные скважины. Они вскрыли перетертые метаморфизованные породы с зеркалами пологих надвигов, с мелкими

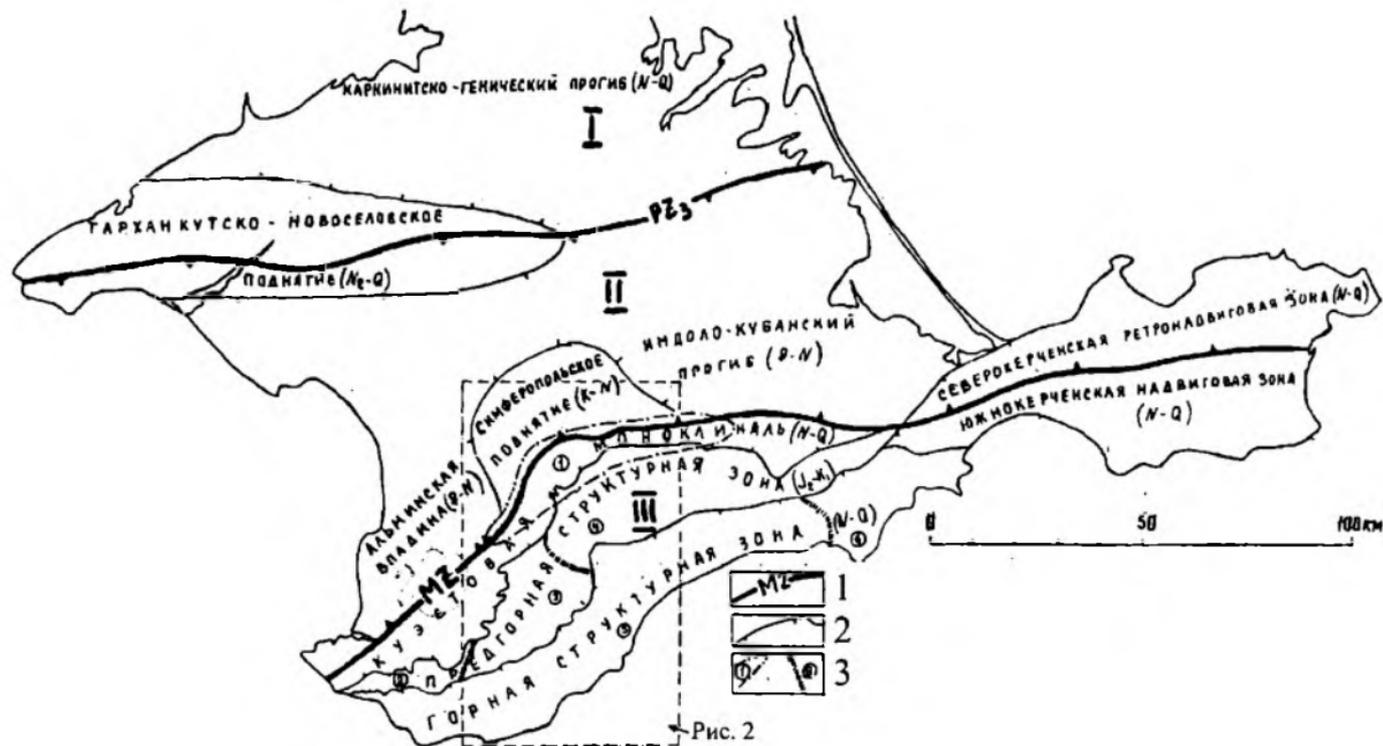


Рис. 1. Тектоническое районирование Крыма.

Структуры I порядка: I – Украинская плита ($PZ_{2,3}$); II – Скифская плита (PZ_3); III – Горнокрымский террейн (T_2-K_1), ныне Горнокрымская складчато-надвиговая область ($J-K_1+N-Q$). Условные обозначения в легенде: 1 – границы структур I порядка: PZ_3 – Северокрымская сутура, MZ – Предгорная сутура; 2 – границы структур II порядка; 3 – границы структур III порядка (в кружках): 1 – Симферопольский погребенный вал, 2 – Чернореченское поперечное опускание, 3 – Альминское поперечное поднятие, 4 – Салгирское поперечное опускание, 5 – Алуштинская структурная подзона, 6 – Меганомская структурная подзона.

изоклинальными складками и с глыбами пород разного состава. Анализ структур и данных сейсморазведки показал, что сутура представляет собой очень крупный надвиг с падением сместителя на север под углом $20-30^\circ$ и с толщиной зоны дезинтегрирования пород 2–3 км.

Неглубокими скважинами в 15 км к северо-востоку от г. Симферополя и в 5 км юго-западнее г. Севастополя были вскрыты глыбы серпентинизированных ультраосновных пород, характерных для мантии, которая расположена здесь на глубине более 40 км. Фрагменты серпентинитового меланжа были обнаружены также при драгировании континентального склона Черного моря в 45 км к юго-западу от г. Севастополя. В той же полосе были встречены глыбы магматических пород основного состава. Судя по обломкам битакских конгломератов под Симферополем, которые сформировались при размыве зоны меланжа, в ней присутствуют и радиоляриты. Это плотные яшмовидные кремнистые породы красного, реже серого и черного цветов с обилием радиолярий и следами интенсивного смятия и будинажа.

В современных океанах радиоляриты образуются на абиссальных глубинах более 4–5 км, куда не доходит обломочный материал с континентов, а карбонатные породы полностью растворяются из-за огромного давления воды. Глубоководные кремнистые илы в океанах подстилаются магматитами основного состава, ниже которых располагаются ультраосновные породы верхней мантии. Поэтому офиолитовая триада (ультрабазиты, базиты и радиоляторы) в глыбах Присуточного меланжа отражают фрагменты океанической коры палеоокеана Тетис, поглощенного в Предгорной сутуре. По палеомагнитным данным ширина части этого океана между Горным и Равнинным Крымом в ранней юре составляла 1.5–2 тыс. км и за 80 млн. лет последовательно полностью сократилась к раннему мелу. Такое развитие подтверждается изотопным датированием пород и минералов, образованных при схождении континентальных масс, а также определениями возраста битакских конгломератов, сформированных при размыве Палеокрымских гор на месте Предгорной сутуры.

Таким образом, Предгорная сутура является одним из главных разрывов Крыма и отделяет Горнокрымский террейн (Крымю) от Скифской микроплиты (Скифии). Последняя на севере ограничена Северокрымской сутурой позднепалеозойского возраста (рис. 1). Шов перекрыт слабдеформированным чехлом из мезозойско-кайнозойских отложений. Сутура имеет южное падение сместителя и протягивается за пределы Крыма под названием Дунайско-Терской (по М.Е. Герасимову). Севернее от нее расположена Украинская плита, отделенная от Русской плиты Донецкой сутурой, также позднепалеозойского возраста. Следует отметить, что в геологической истории микроконтиненты Украина, Скифия

и Крыма последовательно наращивали край более крупного континента и в настоящее время являются составной частью Евразийской плиты. Поэтому вышеизложенное районирование отражает лишь позднепалеозойско-мезозойский этап тектонической эволюции Крыма.

На кайнозойском этапе в районе выделяются две структуры первого порядка: Равнинный Крым, относимый ранее к платформе, и Горный Крым, считавшийся мегантиклинорием в составе геосинклинали. Равнинный Крым состоит из разнородного фундамента Украины и Скифии, который перекрыт чехлом осадочных пород мел-кайнозойского возраста. Мощность чехла в основном составляет от первых сотен метров на Симферопольском поднятии до 1–2-х километров. В Каркинитско-Геническом прогибе она достигает 5 км, а на востоке Индоло-Кубанского – до 8 км. Положение, названия и возраст структур второго порядка отражены на рис. 1.

Горный Крым – это складчато-надвиговая область в составе Альпийско-Гималайско-Индонезийского пояса. Насчитывается более 50 вариантов её тектонического районирования области с выделением разнообразных и разнопорядковых структур, которые обычно не подтверждались последующими исследователями. Детальное изучение тектоники в последние годы позволило существенно изменить представления о строении его основных элементов.

Рис. 2. Геологическая карта Горного Крыма. Масштаб 1:500 000.

Условные обозначения: 1 – мезозойская коллизионная сутура под мел-кайнозойскими отложениями; 2 – секущие взбросо-надвиги (достоверные и предполагаемые); 3 – послонные надвиги; 4 – тектонические меланжи: M_1 – Южнобережный, M_2 – Подгорный, M_3 – Соколинский, M_4 – Мартовский, M_5 – Симферопольский; 5 – крупные кластолиты в меланжах; 6 – гравигенные срывы в основании олистолитов и олистоплак; 7 – субстратиграфические контакты впаивания у фронта олистоплак; 8 – стратиграфические контакты; 9 – линии геологических разрезов I–V на рисунках 3–5.

Индексы на карте: T_3 – J_2 – верхний триас-средняя юра: таврический флиш – песчаники, алевролиты, аргиллиты; J_{1-3} – юра нерасчлененная: конгломераты, песчаники битакской молассы; J_2 – средняя юра: песчаники, алевролиты, аргиллиты, гравелиты, угли, на севере – лавы и туфы; J_3 – верхняя юра: известняки, в основании локально конгломераты; K_1 – нижний мел: известняки, глины, песчаники, конгломераты; K_2 – верхний мел: мергели, известняки, песчаники, глины; F_1 – палеоцен: известняки, мергели; F_2 – эоцен: известняки, мергели, глины; F_3 – олигоцен: глины, песчаники; N_1 – миоцен: известняки, глины, пески; N_2 – плиоцен: суглинки, галечники, пески, ракушечники; $v\beta J_2$ – среднеюрские габбро-диориты; $\gamma\beta J_2$ – среднеюрские гранодиориты. Положение карты см. на рис. 1.

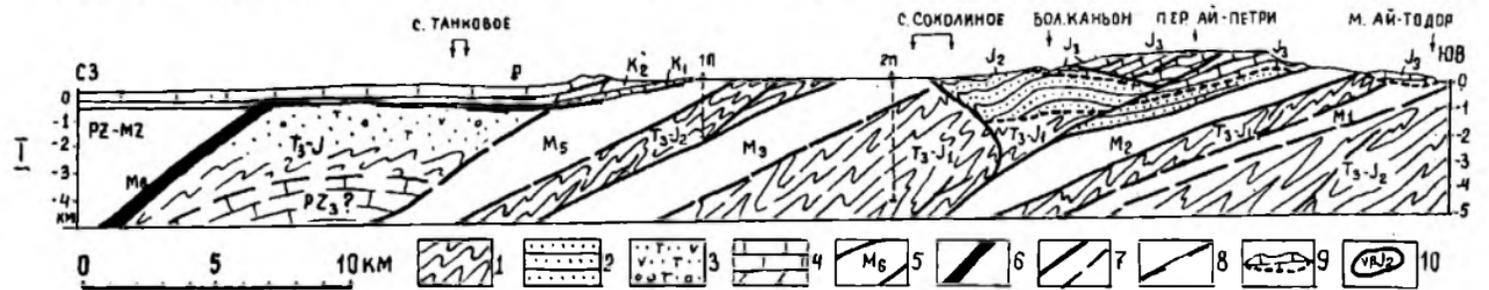
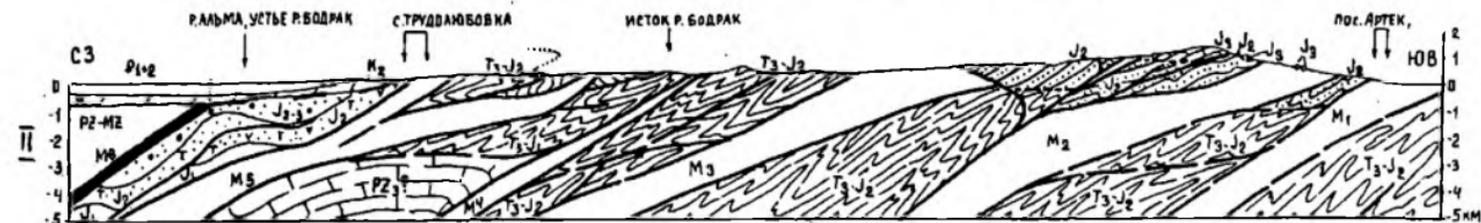
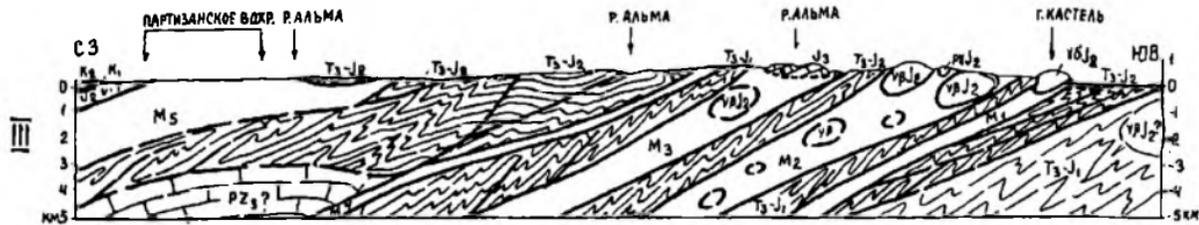


Рис. 3. Геологические разрезы Горного Крыма.

Положение разрезов на рис. 2. Условные обозначения: 1 – флиш; 2 – песчаники; 3 – туфы и эффузивы; 4 – известняки; 5 – меланжи: М₁ – Южнобережный, М₂ – Подгорный, М₃ – Соколинский, М₄ – Мартовский, М₅ – Симферопольский, М₆ – Присутурный; 6 – Предгорная сутура; 7 – надвиги (достоверные и предполагаемые); 8 – послойные надвиги; 9 – гравигенные срывы в основании олистолитов; 10 – крупные кластолиты в меланжах и их состав.

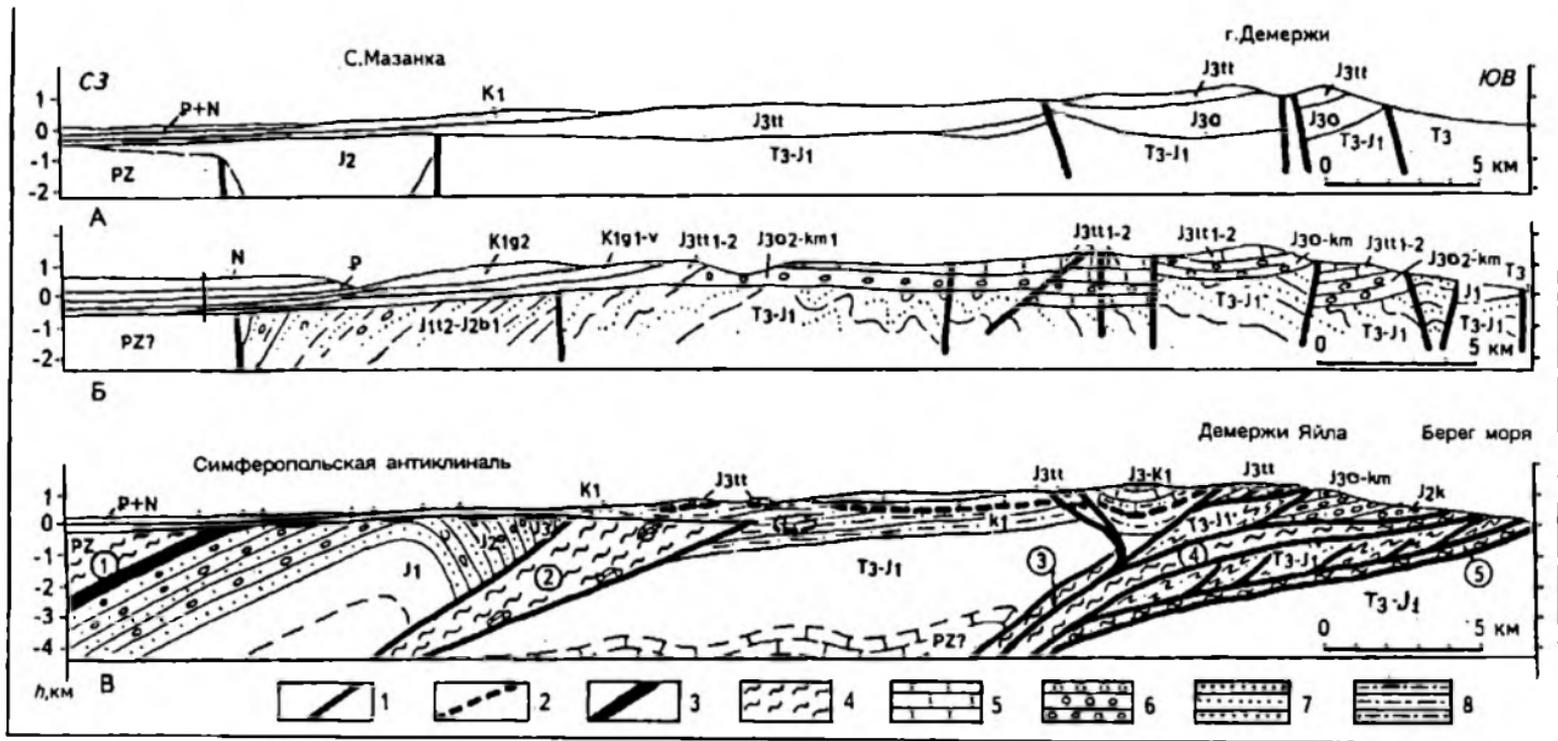


Рис. 4. Интерпретация разреза Горного Крыма по линии V (рис. 2.).

А – по Е.А.Успенской к геологической карте под ред. М.В.Муратова, 1973 г.; Б – по С.В.Пивоварову к геологической карте под ред. Н.Е.Деренюка, 1984 г.; В – по В.В.Юдину, 1997 г. Условные обозначения: 1 – эндогенные разрывы; 2 – гравигенные разрывы; 3 – Предгорная сutura; 4 – тектонические меланжи: ① – Присутурный, ② – Симферопольский, ③ – Соколинский, ④ – Подгорный, ⑤ – Южнобережный; 5 – известняки; 6 – конгломераты; 7 – песчаники; 8 – алевролиты и глины.

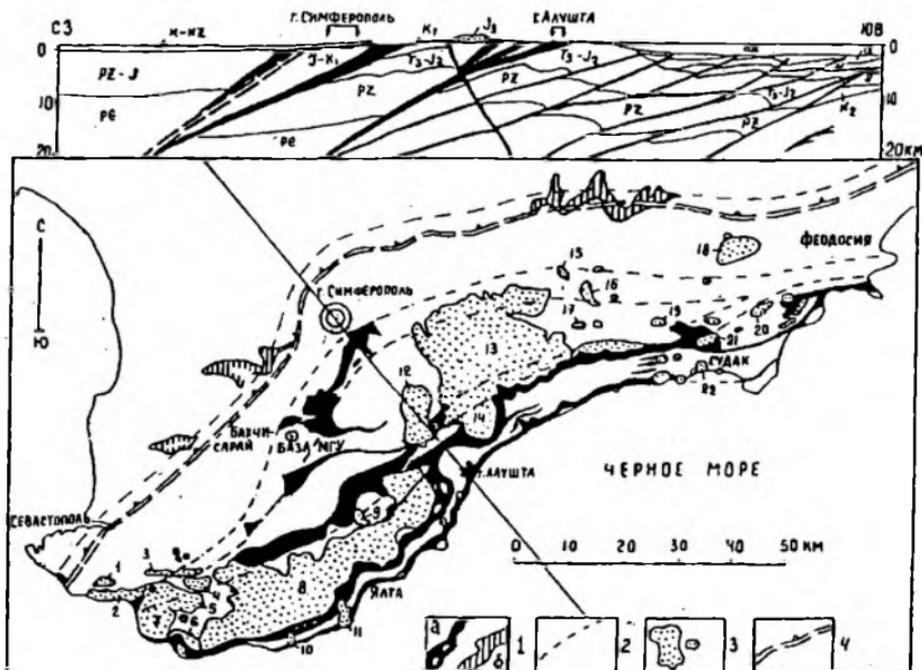


Рис. 5. Хаотические комплексы Крыма.

Условные обозначения: 1 – меланжи: а – тектонические с крупными кластолитами, б – гравигенно-тектонические (по майкопской серии); 2 – контуры меланжей под осадочными толщами; 3 – крупнейшие олистолиты и олистоплаки: 1 – Ушаковский, 2 – Чембала, 3 – Гасфорта, 4 – Чернореченский, 5 – Тубака, 6 – Ласпи, 7 – Кокиябель, 8 – Айпетри-Бабуган, 9 – Басман, 10 – Кошка, 11 – Айтотор, 12 – Чатырдаг, 13 – Караби-Долгоруковский, 14 – Демерджи, 15 – Халычбурук, 16 – Кабарга, 17 – Бучина, 18 – Агармыш, 19 – Маски, 20 – Сандыккая, 21 – Лягушка, 22 – Судак; 4 – Предгорная сutura.

1.2. Структуры второго-третьего порядков

Наиболее четкой и очевидной структурой второго порядка в северном ограничении Горного Крыма является полоса слабодислоцированных толщ мел-неогенового возраста, которая нами названа Кузстовой моноклиалью (рис. 1, 2). Считать ее северо-западным крылом Горнокрымского мегантиклинория по М.В. Муратову, С.В. Пивоварову, Л.С. Борисенко и др. нельзя, так как по одновозрастным отложениям в "мегантиклинории" нет свода и второго юго-восточного крыла.

Вследствие разной прочности пластов и пологого их наклона к северу и северо-западу, Кузстовая моноклиаль формирует две асимметричные гряды, прорезанные многочисленными реками. Северная (Третья,

Внешняя) гряда сложена неогеновыми отложениями. Она возвышается до 200–350 м и имеет наименьшие наклоны пластов – от субгоризонтальных до 3–5°. Внутренняя или Вторая гряда, высотой до 500–738 м, сложена мел-палеогеновой толщей. Падение пластов здесь обычно 5–10°. Однако, у юго-восточного основания гряды в меловых отложениях почти повсеместно выделяются небольшие субпослойные, реже секущие напластование надвиги, сопровождаемые локальными принадвиговыми складками. Крылья мелких складок наклонены под углами до 40–70°. Есть основания полагать, что Кузстовая моноклинали сформирована послынным срывом по пластичным толщам нижнего мела и с юга ограничена пологим кайнозойским надвигом северного падения (рис. 3). О его современной активности свидетельствуют очаги редких землетрясений Предгорной сейсмогенной зоны, смещения субширотных оврагов и выраженность в рельефе.

Геологическое строение под моноклиналию отражалось весьма противоречиво (рис. 4). По данным бурения и геофизики здесь выделялись различные структуры (грабен, моноклинали, синклинали и др.), сложенные среднеюрскими конгломератами и песчаниками Битакского краевого прогиба. По результатам последних исследований здесь намечена крупная поднадвиговая Симферопольская антиклиналь (рис. 1, 3, 4) [15, 16, 19].

Строение Горного Крыма, как видно на рис. 2–4, определяется надвигами северного падения, сопровождаемыми складками и хаотическими комплексами. Поэтому из структур второго порядка нами здесь выделены лишь Предгорная и Горная структурные зоны. Восточнее по простиранию, на Керченском п-ове, различаются Южнокерченская зона с пологими неоген-четвертичными разрывами северного падения и Северокерченская – со встречным южным наклоном надвигов (ретронадвигов).

Предгорная структурная зона ограничена на севере Кузстовой моноклиналию и на юге – Мраморным ретронадвигом. По ее простиранию с запада на восток выделяются: Чернореченское поперечное опускание, Альминское поднятие и Салгирское поперечное опускание (рис. 1). Границы между ними не резкие и связаны с более глубоким современным срезом Альминского поднятия, где у поверхности преобладают выходы поздне триас-среднеюрского флиша таврической серии. В опусканиях обнажены более простые дислокации в верхнеюрско-нижнемеловых толщах. Характерно, что поперечные структуры в соседних продольных зонах не совпадают (рис. 1). Это свидетельствует об отсутствии значительных поперечных разломов, пересекающих подразделения первого и второго порядков.

Горная структурная зона имеет еще более сложное строение, вследствие чего в ней можно разделить лишь Алуштинскую и Меганомскую подзоны. Отличие последней заключается в распространении у поверхности мощных толщ верхнеюрских конгломератов, которые слагают крупные изоклиналиные складки, и в меньшем распространении хаотических комплексов.

1.3. Локальные структуры

Локальные структуры представлены преимущественно надвигами и принадвиговыми складками. В Равнинном Крыму это отдельные пологие антиклинали в мезозойско-кайнозойских отложениях, образованные вдоль субширотных взбросо-надвигов преимущественно южного наклона. С ними связаны 18 небольших месторождений нефти и газа.

В Горном Крыму локальные структуры построены гораздо сложнее (рис. 2–4). Они представлены, в основном, надвигами северного падения, чешуями и сильно сжатыми приразрывными складками южной вергентности. Размеры складок составляют от метров до сотен метров. Лишь в жестких толщах верхнеюрских конгломератов Меганомской подзоны наблюдаются более крупные пережатые антиклинали и чешуи-моноклинали, размерами до первых километров. Наиболее мелкие и интенсивные складки характерны для флиша таврической серии. В ней выделены не только изоклиналиные и лежащие до ныряющих, но и ложные антиклинали и синклиналии, сжатые в 2–7 раз. Шарниры их обычно слабоволнистые. Субвертикальные шарниры, связанные со сдвиговой составляющей в надвигах, встречены лишь локально на рр. Бодрак и Ангара.

Детальное изучение форм и возраста горнокрымских складок и разрывов позволило поэтапно вернуть смятые толщи в доскладчатое положение – то есть впервые провести палинспастическую реконструкцию. Она показала, что в неоген-четвертичный период зона древнего осадконакопления в Горнокрымской структурной зоне и прилегающем шельфе, а также в пределах Керченского полуострова за счет горизонтального сжатия была сокращена не менее чем на 50 км. Реконструкция юрско-нижнемелового сжатия показала, что за счет складок, надвигов и меланжей зона мезозойского осадконакопления сокращена не менее чем на 100 км. Это позволило сделать вывод, что в 50-километровой полосе Горного Крыма и прилегающего шельфа в мезозое и кайнозое произошло более чем трехкратное сокращение зоны древнего осадконакопления, составляющее как минимум 150 км. Полученное значение, на порядок меньше, чем по результатам палеомагнитных реконструкций (1.5–2 тыс. км). Такое несоответствие объясняется невозможностью

анализа глубоко погруженных и срезанных денудацией структур, а также субдукцией большей части абиссальных осадков океана Тетис в Предгорной сутуре. Тем не менее, реконструкция складок и надвигов показывает, что все ныне смятые комплексы Горного Крыма находятся далеко от места своего первоначального образования.

1.4. Хаотические комплексы

Сложность строения Горного Крыма во многом обусловлена широким распространением эндогенно-тектонических микститов – меланжей и экзогенно-тектонических (оползневых) – олистостром. Аналогичные образования широко распространены в Альпийско-Гималайском и других горно-складчатых поясах мира. Обычно они приурочены к фронтальным участкам крупных надвиговых сооружений и, несмотря на очевидность выделения, часто пропускались при геологическом изучении до последнего времени. Наиболее полно классификация, методы выделения и исследования микститов отражены в работе [4]. Районы распространения хаотических комплексов и очень разные размеры слагающих их элементов (от сантиметров-метров до десятков километров) не укладываются в рамки упорядоченных тектонических структур. Поэтому они рассматриваются отдельно, как внепорядковые.

Меланжи. Сместители крупнейших надвигов представляют собой не плоскости, а весьма мощные зоны дробления пород, называемые меланжами. Они состоят из полностью перетертого матрикса и разновеликих глыб-кластолитов, оторванных при смещении от крыльев разрыва. Чем больше амплитуда смещения и сложность строения крыльев, тем разнообразнее состав глыб. Если на геологических картах очень мелкого масштаба такие разрывы показываются линией, то на крупномасштабных – зоны меланжей занимают широкие полосы и отражаются как отдельные тела. В последние годы в Крыму выделены 9 региональных и несколько мелких локальных меланжей (рис.2-4) [20]. В плане они имеют вид извилистых ветвящихся полос, частично перекрытых более молодыми образованиями (рис. 5). Поскольку ранее в Крыму меланжи практически не выделялись, но достаточно широко развиты в других горно-складчатых областях, приведем их краткую характеристику.

Присутурный меланж вскрыт скважинами вдоль Предгорной сутуры. Его глыбы, размерами до десятков-сотен метров, состоят из песчаников, известняков, различных магматических пород от среднего и основного до ультраосновного составов. Последние локально образуют фрагменты серпентинитового меланжа [15, 17]. Матрикс состоит из динамометаморфических милонитизированных хлорит-серицит-тальковых и других

сланцев с обилием жил белого кварца, смятых в хаотические лежащие складки. Единственное место, где фрагмент меланжа доступен непосредственному наблюдению, расположено в обрывах берега моря в 10 км к юго-западу от г. Севастополь. Комплекс геофизических и геологических данных свидетельствует, что микстит формировался очень длительно и непрерывно в течение юры и частично раннего мела. Он полого наклонен на ССЗ и подстилается мощной дислоцированной толщей юрских конгломератов и песчаников Битакского краевого прогиба, среди которых местами отмечен среднеюрский вулканизм.

Симферопольский меланж – второй по величине и сложности строения [15]. Он наклонен к северу и прослеживается вдоль Предгорной сутуры широкой (1–6 км) полосой через весь Горный Крым (рис. 2–5). Матрикс представлен интенсивно перетертыми и смятыми фрагментами таврического флиша, а также глинами от средней юры до нижнего мела включительно. Глыбы, размерами от метров до первых сотен метров, состоят из песчаников, известняков, конгломератов и различных магматитов. Наиболее древние из кластолитов имеют раннекаменноугольный и пермский возраст и не встречаются в коренном залегании у поверхности. Другие глыбы датированы триасом, юрой и ранним мелом. Симферопольский меланж хорошо обнажен в центральной части Горного Крыма (рис. 5). Юго-западнее комплекс почти полностью перекрыт меловыми толщами и выходит на поверхность лишь в глубоко врезанных долинах рек. Восточнее он переходит в тектоно-гравитационный микстит нижнего мела, что наблюдается в обнажениях и на профилях сейсмо-разведки. В основании меланжа развиты сильно сжатые складки, запрокинутые к ЮВ, и надвиги ССЗ падения во флише таврической серии. Формирование этого комплекса происходило длительно и непрерывно с конца ранней юры до раннего мела включительно.

Мартовский меланж выделен в нижнем течении р. Марты и на р. Каче, где ширина его выхода достигает 3 км (рис. 2, 3, 5). Восточнее он прослеживается более узкой полосой до сотен метров на р. Альма. Западнее р. Кача меланж перекрыт меловыми отложениями и, судя по субширотному простиранию, видимо, сливается с Симферопольским. Кластолиты, размерами до десятков метров, сложены обломочными породами позднего триаса-средней юры. Кроме того, в бассейне р. Марта давно известны глыбы экзотических пермских известняков. Матрикс представлен перетертым флишем таврической серии. Тело микстита подстилается интенсивно смятыми складками южной вергентности и надвигами (рис. 3).

Соколинский меланж выделен в обнажениях на берегах р. Коккозка ниже с. Соколиное (рис. 2). Здесь, в 4-километровой полосе, под лежащими складками из флиша таврической серии выходит тектонически

перетертый хаотический комплекс с обрывками флиша и глыбами более молодых песчаников и диабазов средней юры. Несмотря на хаотичность и разный (от сантиметров до десятков метров) размер обломков, наклон мелких разрывов, кливажа и кластолитов свидетельствует о ССЗ падении зоны меланжа. Сходная картина наблюдается в обнажениях на рр. Кача, Альма и истоках Ангары, но там не обнажены кластолиты из магматитов (рис. 2, 3). Микстит подстилается запрокинутыми к ЮЮВ складками и надвигами в толще таврической серии. На востоке он перекрыт гравигенными массивами верхнеюрско-нижнемеловых известняков, что свидетельствует о позднеюрско-раннемеловом возрасте микстита.

Подгорный меланж прослеживается полосой 1–2 км вдоль всего Горного Крыма. На востоке он перекрывается интенсивно смятыми в крупные складки толщами верхнеюрских конгломератов севернее мыса Меганом. Его непосредственным продолжением, видимо, является Щебетовский и Карадагский меланжи, выявленные в 1998 г. в 10–15 км к юго-западу от г. Феодосия (рис. 5). В отличие от выше описанных, эти меланжи четко выражены в рельефе, располагаясь под Главной грядой Крымских гор. Хаотически расположенные кластолиты, от дециметров до десятков метров, сложены песчаниками, конгломератами, реже известняками и эффузивами, датируемыми от позднего триаса до поздней юры. В районе г. Алушта среди них есть крупные тела интрузивных пород (рис. 3, разрез III). Матрикс представлен полностью перетертым флишем таврической серии, среднеюрскими терригенными толщами, а локально – и глинами нижнего мела. Из-за пологого северного наклона и сильно расчлененного горного рельефа выход микстита в плане весьма извилистый. С ним связано аномальное развитие оползней, современных медленных эндогенных смещений, а также наличие высокотемпературных вторичных минералов: кварца, хлорита, алушитита, кальцита и др. Все это свидетельствует о неоген-четвертичном возрасте меланжа, активного и в настоящее время. Подстилающие структуры во флише таврической серии имеют очень сложное строение. Здесь выделяются изоклинальные, наклонные до лежащих и ныряющих, складки южной вергентности. Они сопровождаются надвигами, в которых развиты локальные зоны мелких меланжей, число которых значительно больше, чем отражено на рис. 5.

Южнобережный меланж выделен вдоль крутого южного берега Горного Крыма (рис. 5). Видимо, он развит и в прилегающей прибрежной полосе, вследствие чего ширина его выхода больше, чем на суше (0.5–1 км). Как и одноименный надвиг, меланж полого падает к ССЗ (рис. 3, 4), четко выражен в рельефе, сопровождается сейсмичностью, аномальным распространением оползней, обвалов, селей, активной абразией

берега и имеет кайнозойский возраст. Кластолиты достигают размеров десятков, реже сотен метров. Они состоят из песчаников, известняков, фрагментов флиша и, локально, магматических пород (горы Аюдаг, Кабель, Плака и др.). Возраст пород кластолитов датирован от позднего триаса до поздней юры. Матрикс сложен полностью дезинтегрированными песчаниками и алевролитами таврической серии. Как и для других, главным признаком выделения Южнобережного меланжа является отсутствие нормальных пород и невозможность выделить среди разноориентированных обломков даже небольшие структуры. Здесь также широко развиты мелкие гидротермальные щетки кварца, хрустала, реже кальцита, а также алушит, цеолиты и другие минералы. Температура их образования достигала 200–240°. Меланж подстилается флишем таврической серии, смятым в мелкие интенсивные, наклонные до лежачих складки с многочисленными надвигами, в основном ВСВ простираения. Их можно наблюдать лишь в узких локальных участках у г. Алушта, а также у пос. Лазурное и Рыбачье (рис. 2).

Белогорский гравитационно-тектонический меланж значительно менее масштабен и развит в основании Внешней гряды гор. Он связан с послынным срывом по пластичным глинам майкопской серии олигоцен и прослеживается от г. Белогорск до пос. Грушевка, а локально также в долинах рек Альма и Кача (рис. 2, 5). Между полого падающими на ССЗ жесткими известняками палеогена и неогена, в глинистой толще майкопа, фиксируются аномальная дислоцированность и разномасштабные хаотически расположенные глыбы известняков с углами наклона до 40–80°. Важно отметить, что такое несоответствие в залегании фиксируется и на глубине по данным сейсморазведки и бурения, а это невозможно объяснить чисто оползневыми процессами, присутствующими у поверхности. Зона хорошо выражена в рельефе. Севернее ее местами развиты бездействующие грязевулканические сопки-курганы, подтверждающие современное послынное смещение. Относительно широкая и извилистая в плане зона выхода этого маломощного микстита связана с пологими углами его падения, составляющими 3–10° и довольно контрастным рельефом. В зоне выклинивания майкопских глин по простираению контакта меланж отсутствует и наблюдается лишь маломощная зона брекчирования.

Олистостромы. В отличие от меланжей, олистостромы формируются при оползневом смещении по склону очень крупных масс пород. Такие образования широко распространены во многих горно-складчатых областях мира и в большинстве случаев связаны с разрушением фронтальных частей надвиговых систем [4, 14]. В этих микститах выделяют два главных элемента. Это разновеликие массивы из прочных, обычно однотипных пород, называемых олистолитами и матрикс – хаотическое

скопление мелких обломков из вмещающих толщ осадочного происхождения без признаков синхронной эндогенно-тектонической переработки.

Ярким примером современного гравигенного микстита юга Горного Крыма является Массандровская олистострома, названная по ранее выделяемой одноименной "свите" неоген-четвертичного возраста. Матрикс сложен ожелезненными известняковыми брекчиями красного и бурого цвета, местами с цементом и прослоями бурых суглинков. Брекчии хаотические, иногда грубослоистые, по-разному уплотненные. В плане они распространены в виде оползневых и обвальных шлейфов, а в разрезе имеют линзовидное строение, толщиной до сотен метров. Местами в составе матрикса участвуют нижележащие породы таврической серии и меланжи, слагающие многочисленные оползни южного берега Крыма. Наиболее широко последние распространены в полосах развития Подгорного и Южнобережного меланжей.

Олистомиты сложены плотными верхнеюрскими известняками. Их размеры от десятков и сотен метров достигают первых километров, что создает неповторимый и разнообразный ландшафт Южного берега Крыма. При смещении на несколько километров по подстилающим глинистым толщам некоторые массивы разворачивались на 90° (г. Кошка), некоторые двигались не всегда перпендикулярно склону (м. Айтодор, ск. Ласпи) (рис. 5). Часто олистомиты приобретают больший наклон слоистости, чем в коренном массиве Главной гряды гор и нарушены разноориентированными сколами торошения. Сползание олистомитов не ограничено берегом. Часть из них видна в море (ск. Адалары), а часть расположена на шельфе и континентальном склоне в 10–20 км от Главной гряды гор.

Подводная Южнокрымская олистострома неоген-четвертичного возраста выделена нами в 1998 г. по материалам сейсморазведки и драгирования на континентальном склоне Черного моря. Она протягивается более чем на 170 км широкой 20–30-километровой полосой, в которой обособлены крупные, до нескольких километров, олистомиты. По подсчетам М.Е.Герасимова, толщина олистостромы достигает 3 км, а объем – более 10 тыс. км³. На севере, у бровки континентального склона, она начинается структурами отрыва: крутыми и пологими сбросами, ущельями, раздвигами и грабенами, которые формируют весьма контрастный подводный рельеф. На юге тело микстита клинообразно входит в мощные субгоризонтальные кайнозойские толщ абиссали и частично перекрывается ими. В приконтактной зоне локально развиты мягкие складки и надвиги, свидетельствующие об активности фронтальной части микстита.

Восточнее нами выделена иная, Южнокерченская олистострома также неоген-четвертичного возраста. По материалам сейсморазведки

она прослежена на 100 км в широкой (40–50 км) полосе вдоль континентального склона от меридиана г.Феодосии до Керченского пролива. Толщина хаотического комплекса, выклинивающегося к северу, составляет 0.5–1 км, местами достигая 2 км. Из-за слабой уплотненности сползающих кайнозойских толщ олистолиты размерами до 1–2 км здесь менее четкие, чем в Южнокрымской олистостроме. Однако, они также создают относительно контрастный рельеф на пологом континентальном склоне. Субгоризонтальные олистолиты и матрикс резко несогласно перекрывают сложные принадвиговые складки южной вергентности. В отличие от Южнокрымской, Южнокерченская олистострома в абиссали Черного моря не вклинивается в горизонтально залегающие отложения, а сочленяется с ними постепенным пилообразным контактом с чередованием оползневых и осадочных отложений. В южном ограничении на поверхности дна отмечается вал выпирания. Севернее, на широком пологом шельфе, в 4–6 км от берега известны мелкие олистолиты из известняков неогена (ск. Корабль-Камень, банка Анисимова и др.). В береговых отложениях в неоползших миоценовых известняках наблюдаются трещины отрыва и гравигенные сбросы, ранее считавшиеся сейсмогенными (м. Опук). Генетически и морфологически эти образования сходны с Южнокрымской олистостромой, но сложены более молодыми известняками. Подстилающие мощные пластичные толщи глин майкопской серии не позволяют удерживать рельеф и расплываются. Этим объясняется отсутствие на Керченском полуострове высоких Крымских гор, несмотря на сходные по сложности неотектонические структуры и сейсмичность.

Южнокрымская олистострома более древнего (раннемелового) возраста не менее грандиозна по масштабу распространения и размерам. Она выделена на обширной территории Главной гряды и ее предгорий, размерами 20×150 км [18, 20, 21]. Матрикс микстита сложен нормально-осадочными и хаотически перемешанными породами нижнего мела. Более 100 олистолитов размерами от десятков-сотен метров до километров, а также крупных пластин-олистоплаков до первых десятков километров состоят из мраморовидных известняков и локально подстилающих конгломератов верхней юры. Они слагают возвышенности и яйлы Главной гряды гор. Как видно на рис. 5, массивы расположены незакономерно, разрозненными пятнами, что создает неповторимость ландшафтов и строения даже близко расположенных участков.

Небезынтересна история представлений по этому вопросу. Большинство исследователей в течение 50 лет считали, что верхнеюрские известняки расположены на месте своего образования и стратиграфически налегают на отложения позднего триаса-средней юры. По краям массивов обычно выделялись или вертикальные межблоковые

разломы – сбросы, или ингрессионные прилегания нижнемеловых глинистых отложений. Однако, еще в начале века, задолго до появления вышеуказанной концепции М.В. Муратова, в работах К.К. Фохта, Д.В. Соколова, А.С. Моисеева и др. отмечались надвигания известняков на толщи разного возраста. В 80–90-х годах Ю.В. Казанцев, а затем И.В. Попадюк, С.Е. Смирнов и др. стали интерпретировать массивы как тектонические останцы ранее единого эндогенного “Покрова яйлы”, надвинутого с юга. Другая группа исследователей из Московского госуниверситета, разделяя представления об аллохтонном залегании известняков, обосновывало их эндогенное шарьирование в основном с севера из “Лозовской зоны смятия” (В.С. Милеев, С.Б. Розанов, Е.Ю. Барабошкин) [11].

Споры по проблеме и конкретным объектам продолжались много лет [3, 22]. Однако, они стали вполне разрешимыми после анализа строения современных олистостром. При движении отдельно взятого олистолита, в его основании при низких температурах и давлениях формируется зона брекчирования и развальцевания, то есть гравигенно-тектонический контакт. Пологая фронтальная часть того же олистолита может “впахиваться” в матрикс с образованием субстратиграфического и стратиграфического налегания на него осадочных пород. По бокам даже при значительных смещениях формируются прилегающие контакты типа ингрессионных или маломощные зоны брекчирования вдоль крутых краев олистолита. Таким образом, крайне противоречивые, на первый взгляд, типы контактов вокруг одного массива становятся вполне естественными и объяснимыми.

Тектонические контакты в основании массивов из верхнеюрских известняков и конгломератов наблюдаются в абсолютном большинстве обнаженных участков. Особенно хорошо это видно в карьерах, разрабатывающих тектоническую брекчию оснований олистолитов (Мраморный, Гасфортский, Халыч-Бурукский, Агармышский и др.). В них и в естественных обнажениях под массивами отмечаются более молодые нижнемеловые глины. Это подтверждено бурением в Юго-Западном Крыму (скв. 48, 71), в карьере Мраморный, у с. Краснопещерское и др.

Во многих участках Главной гряды верхнеюрские известняки и конгломераты залегают на более древних дислоцированных толщах позднего триаса-средней юры. Несмотря на признаки тектонической переработки, многими геологами эти контакты считаются стратиграфическими [3]. Однако, в ряде случаев нами в зонах контактов обнаружены линзы еще более молодых глин с фауной нижнего мела [21]. Примеры тому – южный и западный склоны г. Демерджи, западный склон г. Бойко, южный склон г. Ай-Петри и ск. Ласпи. Такой феномен объясняется не полным пережатием (при сползании олистолита) глин нижнего мела,

которые под массивами Главной гряды сохранились лишь фрагментарно.

Таким образом, олистолиты Горнокрымской олистостромы залегают через гравигенно-тектонические контакты на и внутри толщи нижнего мела, а при ее пережатии или отсутствии - на флише таврической серии, на среднеюрской молассе и на тектонических меланжах. В Восточном Крыму они также подстилаются малосмещенным ("крымским") верхнеюрским карбонатно-терригенным комплексом. Нигде олистолиты не перекрывают верхнемеловых толщ. Их сползание на расстояние 20–30 км происходило с юга. Оно связывается с располагавшимся южнее предподнемеловым поднятием, предшествовавшим рифтогенному раскрытию Черного моря. Залегание пород в олистолитах обычно субгоризонтальное, но вдоль Южного Крыма в них есть наложенные эндогенные надвиги северного падения, местами образующие чешуйчатую структуру Главной гряды гор (рис.2, 3). Кроме того, в Предгорном Крыму олистолиты нарушены региональным Мраморным ретронадвигом южного падения, вдоль которого локально развиты принадлежковые складки северной вергентности (рис.1, 3, 4).

О гравигенном происхождении тектонических контактов в основании верхнеюрских массивов свидетельствует следующее:

1. В подстилающих разрывах отсутствуют новообразованные гидротермальные минералы, хотя толщина аллохтона достигает 1–2 км, а с учетом денудационного среза – 3–4 км. В случае эндогенного контакта при существенно разных совмещенных толщах здесь должны были бы быть гидротермальные рудопроявления, но развиты лишь кальцит и лимонит.

2. На субгоризонтальных зеркалах скольжения штрихи и борозды часто разнонаправленные, "ерзающие" и даже закрученные, что характерно для гравигенных дислокаций.

3. По палеомагнитным и структурным данным массивы существенно разворачивались. Вращение блоков не укладывается в сбалансированную модель эндогенного происхождения, но легко объяснимо поворотами олистолитов при оползании.

4. Ни на юге, ни на севере нет достаточно обоснованной корневой зоны эндогенного покрова. Южному положению такой зоны противоречит преобладающее падение разрывов к северу, общее строение и южная вергентность крымских складок. Предположение о корневой зоне на севере в "Лозовской зоне смятия" также неприемлемо. В этой зоне почти нет верхнеюрских известняков, а там где есть (на севере Долгоруковской яйлы) они совершенно не дислоцированы и клином входят с юга в горизонтально залегающие толщи нижнего мела. Отдельные массивы на востоке (г. Агармыш) и на западе (г. Гасфорта) расположены у

поверхности севернее этой “зоны смятия”. В Равнинном Крыму по данным бурения аналогичных верхнеюрских известняков нет.

5. О гравигенном происхождении олистолитов свидетельствуют локальность и структурная разобщенность их распространения без следов известняков между массивами.

6. В Юго-Западном Крыму многочисленные данные бурения не позволяют интерпретировать известняковые глыбы, вскрытые на разных гипсометрических уровнях, как фрагменты единого покрова. “Ингрессионной” гипотезе противоречит отсутствие вокруг массивов даже следов волноприбойной деятельности, глинистый, а не карбонатный, состав вмываемых толщ раннего мела и др. Кроме того, аналогичные и одно-возрастные олистостромы выделены в соседних регионах Альпийского пояса (М.Л.Копп, В.Е.Хаин и др.).

Таким образом, в Крыму выделена и обоснована гигантская Горнокрымская ископаемая олистострома раннемелового возраста с крупными олистолитами и олистоплаками верхнеюрских известняков. Специальная реконструкция показала, что известняки формировались на среднеюрских отложениях, которые ныне сильно сокращены при горизонтальном сжатии в кайнозой. Их первоначальное положение было в 20–30 км южнее, на месте современной северной акватории Черного моря.

В заключение можно отметить, что в Горном Крыму существует еще одна Яйлинская олистострома позднеюрского возраста. О ее наличии свидетельствуют отдельные глыбовые горизонты и мелкие, до десятков метров, олистолиты в составе верхнеюрских известняков Главной гряды и одновозрастной карбонатно-конгломератовой толщи Восточного Крыма. Распространение этой олистостромы локально и несопоставимо с основными: Горнокрымской, Массандровской, Южнокрымской и Южнокерченской. В итоге в Крыму и прилегающей акватории выделено пять крупных олистостромовых комплексов разного типа и возраста. Более мелкие оползневые образования (Джангульское оползневое побережье, мыс Казантип и др.) – локальны и не образуют отдельных олистостром из-за отсутствия значительного перепада рельефа.

2. История геологического развития

Геологическая эволюция Крыма ранее рассматривалась с позиций преимущественно вертикальных движений земной коры, основанных на геосинклинальном учении. В связи с противоречивым пониманием структуры в многочисленных фиксистских и мобилистских вариантах история развития трактовалась весьма различно, без увязки с современными геодинамическими аналогами. Главное противоречие предшествующих моделей связано с игнорированием широкомасштабного тектонического сближения образований, сформированных в разных геодинамических условиях, о чем свидетельствуют структурные, формационные и палеомагнитные реконструкции.

Эволюция Крыма и прилегающих регионов с позиций тектоники литосферных плит впервые была разработана в 1993–1995 гг. [18]. Она основывалась на анализе более общих, глобальных моделей, составленных Л.П.Зоненшайном и др. в 1990–1993 гг., палеомагнитных реконструкций по Крыму Д.М.Печерского, В.А.Сафонова 1993–1995 гг. и новых представлений о строении полуострова [15–17]. Ниже приведена уточненная и упрощенная по терминологии история образования Крыма с учетом последних разработок и моделей других авторов – В.С.Милеева, С.Б.Розанова, А.М.Никишина и др. [11]. Более детально эволюция региона рассмотрена в статьях [3, 18].

Следует отметить, что выделение в Крымско-Черноморском регионе главных элементов – микроплит и террейнов, корректно лишь в палеотектоническом смысле в период существования вокруг них активных зон схождения или расхождения земной коры. После коллизии, нарастив край более крупной плиты, они уже входят в ее состав, теряя название. Последующий рифтогенез раскалывал континенты по линиям, не совпадающим с древними сутурами и новые микроконтиненты получают иные наименования. Кроме того, ниже при описании имеются в виду современные стороны света, которые существенно отличались от древних из-за поворота Лавразии по часовой стрелке. С глобальной геодинамической эволюцией можно ознакомиться в учебнике [13].

В позднем палеозое по Северокрымской сутуре южного наклона происходила субдукция широкого океана Палеотетис между микроконтинентами Скифией и Украиной. После коллизии северного края Украины по Донецкой сутуре с мегаконтинентом Лавразией, первая вошла в ее состав. В результате к концу палеозоя произошло столкновение Скифии и Лавразии (рис. 6А). Точная ширина исчезнувшего палеоокеана неизвестна, так как палеомагнитные исследования не проводились. По данным бурения в Равнинном Крыму севернее сутуры выявлены моласы пермского краевого прогиба, а южнее – сложно построенная зона

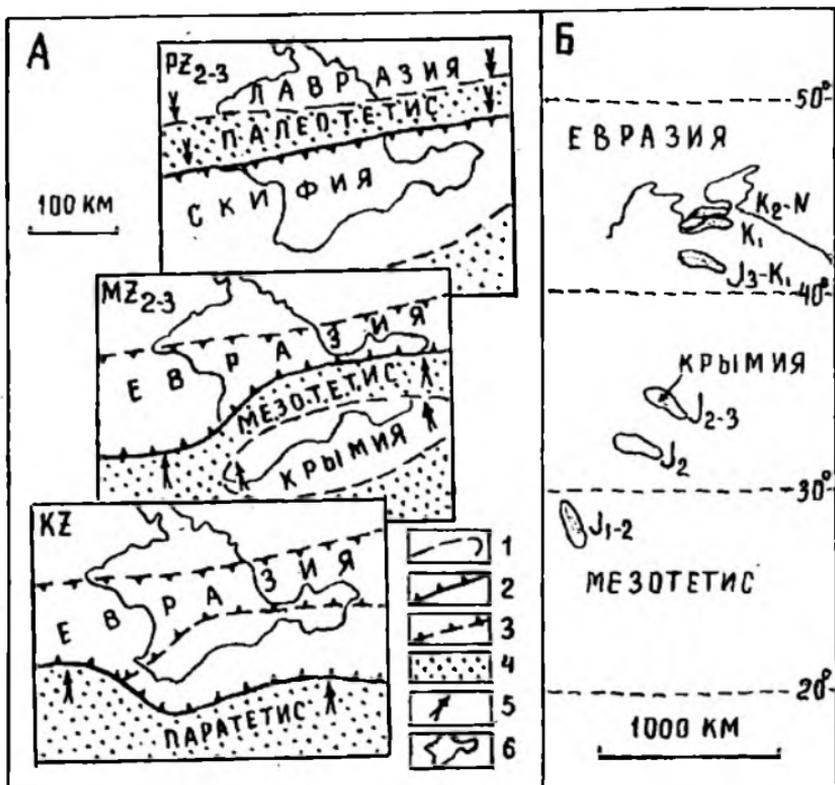


Рис. 6. Геодинамическая эволюция Крыма.

А – основные этапы фанерозоя; Б – палеомагнитная реконструкция положения Горнокрымского террейна в разные эпохи мезозоя (по В.А.Сафонову, 1993 г.). Условные обозначения: 1 – границы палеоконтинентов и террейнов; 2 – зоны субдукции и коллизии (штрихи по падению сместителя); 3 – древние сутуры; 4 – палеоокеаны (ширина без учета масштаба); 5 – направления движения плит; 6 – контур современного Крыма.

активной окраины. Восточнее по простиранию, на Северном Кавказе в этой зоне есть офиолиты, свидетельствующие об уничтожении океанической коры значительной ширины. К триасу после коллизии Скифии и Лавразии весь регион вошел в состав мегаконтинента Лавразийской плиты.

В позднем триасе-ранней юре по современной предгорной зоне Крыма произошло рифтогенно-спрединговое раскрытие океана Тетис (Мезотетис). Это подтверждается палеомагнитными данными (рис. 6Б), спилитовым и дайковым магматизмом, а так же формированием флиша таврической серии. Состав обломков в песчаниках флиша свидетель-

стает о размыве зрелой континентальной коры. Судя по бескарбонатному составу флиша и строению современных его аналогов, глубоководные разности таврической серии формировались на субконтинентальной и океанической коре Мезотетиса. Ширина последнего между Крымией и Лавразией к ранней юре достигала 1.5–2 тыс. км (рис. 6Б). Средняя скорость раскрытия составляла 2.5 см/год. Для сравнения, отметим, что в современных океанах скорости спрединга в 2–3 раза больше [13].

В среднеюрское время появляются признаки схождения (конвергенции). Во-первых, это последовательное сокращение по палеомагнитным реконструкциям расстояния между Крымией и Евразией (Евразия понимается, как восточная часть Лавразии после ее раскола по Атлантическому океану). Во-вторых, это островодужный магматизм Равнинного Крыма, динамометаморфизм и структурообразование в Предгорной сутуре [17]. В-третьих – синхронное накопление мощных битакских конгломератов, сформированных при размыве Палеокрымских гор. Магматизм в Горнокрымском террейне, располагавшемся в тысяче километров от нынешнего Равнинного Крыма, связан с совсем другой зоной субдукции, находившейся еще южнее этого террейна [18].

В поздней юре сближение Крымии и Евразии продолжалось, что подтверждается теми же данными, что и для средней юры. На активной окраине Евразии шло формирование складчато-надвиговых структур, а южнее – меланжей и битакских конгломератов с гальками офиолитов, свидетельствующих о субдукции океанической коры. Крымия приблизилась к палеоконтиненту на первые сотни километров. В то же время ее южная окраина столкнулась с другим террейном – Мизией. Свидетельство тому – мощные, до 2 км, конгломераты на г. Демерджи и на востоке Горного Крыма. В основании конгломератов нами обнаружены гальки офиолитов (базитов и радиоларитов). Выше по разрезу хорошо известны обломки осадочных, метаморфических и магматических пород до гранитов протерозойского возраста. Это свидетельствует о размыве южных гор, сформированных сначала субдукционными комплексами, сорванными с океанической коры Мезотетиса, а затем и коллизионными – из континентальной коры Мизии. После столкновения террейнов южнее прогиба, заполненного конгломератами, образовалась Южнокрымская сутура позднеюрского возраста, которая ныне расположена в Черном море. К титонскому веку коллизия полностью завершилась и на месте зоны конвергенции формировались мощные толщи мелководных и рифогенных известняков.

К раннему мелу океаническая кора между Крымией и Евразией была полностью уничтожена и произошло их столкновение. Южнее коллизионного шва продолжалось формирование молассы (байраклинские конгломераты и другие терригенные толщи). Они образовались при

размыве Палеокрымских гор, располагавшихся на юге Равнинного Крыма. Севернее, в 50-100 км от сутуры размещалась связанная с ней полоса активного вулканизма. По данным геофизики и бурения, в Равнинном Крыму насчитывается более пяти крупных погребенных вулканов на суше и более 15 в акватории Черного моря юго-западнее от полуострова Тарханкут. Подтверждением коллизии являются палеомагнитные данные (рис. 6Б) и то, что в Симферопольском меланже, связанном с Предгорной сутурой, обнаружены кластолиты из нижнемеловых пород. С окончанием столкновения к южному краю Евразии были причленены террейны Крыма, Мизия и другие, которые вошли в состав Евразийской плиты.

В конце раннего мела согласно глобальным реконструкциям [13] вдоль активной окраины Евразии продолжалось закрытие южной части океана Тетис. Оно проходило по главной зоне конвергенции северного наклона на границе с пассивной окраиной Африканской плиты. В тыловой части зоны, примерно вдоль оси современного Черного моря сформировалось обширное предрифтовое поднятие. С него по пластичным нижнемеловым глинам сползли на 20–30 км к северу многочисленные и разновеликие массивы из верхнеюрских известняков, слагающих Горнокрымскую олистострому.

В позднем мелу на активной южной окраине Евразии продолжающаяся субдукция Тетиса привела к рифтогенезу и блоковому опусканию предрифтового поднятия. Рифтогенез сопровождался магматизмом. Об этом свидетельствуют изотопные определения возраста основных пород, поднятых с северного континентального склона Черного моря Е.Ф.Шнюковым и др. Такой же магматизм известен по простиранию рифта в Болгарии и на Малом Кавказе. Кроме того, в сеноманских мергелях Второй гряды Крымских гор известны прослои туфовых бентонитовых глин. Рифтовая структура Черного моря, погребенная мощными несмятыми кайнозойскими отложениями, очень четко видна на морских сейсмопрофилях через абиссаль. В ней выделяется серия ступенчатых сбросов с погружением блоков к осевой зоне. В конце эпохи рифтогенез перешел в спрединг с формированием нового задугового микроокеана, называемого Паратетисом (рис. 6А). Он состоял из Западночерноморской и Восточночерноморской, а также Малокавказской и Южнокаспийской глубоководных впадин с океанической корой.

В палеогене раскрытие Паратетиса продолжалось, о чем свидетельствуют те же данные, что и для позднего мела. В результате его размеры составили в длину более 2500 км и в ширину около 500 км. К концу эпохи далекие южные части океана Тетис закрылись и произошло столкновение Евразии с Африкой и отколовшейся от нее Аравией. В +олигоцене процесс раскрытия Черного моря стал затухать и рассеивать

ваться. Видимо, с последним связано формирование новых "неудавшихся субокеанических впадин" - Майкопского и других прогибов, быстро заполняемых олигоцен-миоценовыми осадками.

В неогене схождение Африканской и Евразийской плит полностью подавило раскрытие Черного моря. На его краях стали формироваться надвиги и принадвиговые складки за счет субдукции океанической коры под Крым и Анатолию. Такие структуры хорошо видны на сейсморазведочных профилях на шельфе и континентальном склоне к югу от Крыма. В Горнокрымской структурной зоне и на Керченском полуострове образовались надвиги, меланжи, принадвиговые складки с суммарным сжатием более чем 50 км. На склонах формировались Массандровская, Южнокрымская и Южнокерченская олистостромы. Тектоническое скучивание привело к формированию асимметричных Крымских гор, обусловленных поддвигом под них клина мезозойско-кайнозойских комплексов. Этим объясняется с одной стороны сложная дислоцированность принадвиговых структур, а с другой – отсутствие смятия поверхностей яйл, которые, как и две другие гряды имеют пологий региональный наклон к северу.

В четвертичный период геодинамический режим мало изменился. Продолжалось и продолжается формирование разнопорядковых надвигов северного падения, отдельных ретронадвигов южного наклона и приразрывных складок южной вергентности. Результатом неотектонических движений явились линейные структуры трех гряд Крымских гор, береговой линии и континентального склона восток-северо-восточного простирания. Они создали значительный 3.5-километровый перепад современного рельефа от абиссали Черного моря с глубиной 2000 м до высшей горной вершины Роман-Кош (1545 м). С учетом большой мощности кайнозойских осадков в абиссали, вертикальный тектонический перепад рельефа достиг 15 км. На фоне его продолжалось формирование трех главных кайнозойских олистостром.

Активные современные надвиги определяют сейсмичность региона и положение трех субширотных сейсмогенных зон [16]. Главная Южнокрымская зона протягивается широкой 50–100 км полосой от Мраморного и Южноазовского ретронадвигов на севере до Северочерноморского надвига у основания континентального склона. Последний имеет северный наклон под углами 15–40° и расположен в 50 км вдоль южного берега полуострова. Отдельные сбросы в абиссали Черного моря перекрыты недеформированными осадками, что свидетельствует об их асейсмичности. По простиранию сейсмогенной зоны, уходящей далее в Предкавказье, выделяются сгущения очагов землетрясений, связанные с поддвигом под Крым разной по строению коры Черного моря. Наиболее крупное из них называется Ялтинской подзоной, которая

известна своими сильными, до 9 баллов, землетрясениями. Предгорная сейсмогенная зона связана с унаследованными движениями по одноименной мезозойской сuture. Она выражена рельефом Второй и Третьей гряд гор, послынными и секущими надвигами, палеосейсмодислокациями и очагами землетрясений. Последние также образуют подзоны повышенной сейсмической активности у г. Севастополь и г. Старый Крым. Третья, Северокрымская сейсмогенная зона протягивается 20–40-километровой полосой через весь полуостров в прилегающие акватории. Она связана с унаследованными движениями по позднепалеозойской сuture и с ретронадвигами от вышеуказанных сейсмогенных зон. Здесь развиты малоамплитудные надвиги обратного (южного) наклона, пологие складки, небольшие перепады рельефа и мощности четвертичных отложений, а также редкие и слабые очаги землетрясений.

Таким образом, геологическая эволюция Крыма представляется как последовательное причленение к краю крупного палеоконтинента Лавразии-Евразии ряда микроплит и террейнов: Украины, Скифии и Крымии с закрытием древних океанов: Палеотетиса, Мезотетиса и Паратетиса. Эти процессы определили современное геологическое строение полуострова: накопление различных осадочных пород, проявление разновозрастного магматизма, формирование надвигов, меланжей, олистостром и принадвиговых складок.

3. Строение основных объектов геологической практики

Район Ангарского перевала позволяет ознакомиться с геологическими образованиями Горнокрымской структурной зоны (рис. 1). К западу от перевала расположен отдельный 5×12 км олистолит Чатырдагского массива, сложенный титонскими известняками верхней юры (рис. 2, 5). Это один из крупных фрагментов региональной Горнокрымской олистостромы раннемелового возраста (рис. 5). Олистолит подстилается зоной брекчирования экзогенно-тектонического контакта и залегает на нижнемеловых глинах, флише таврической серии и на Соколинском меланже (рис. 7). Южная часть массива нарушена взбросо-надвигами северного наклона, которые хорошо видны в обрывах г. Чатырдаг с базы на Ангарском перевале. Северо-западная часть массива также подорвана активным сейсмогенным Мраморным ретронадвигом с юго-восточным падением сместителя, что наблюдается в карьере у с. Мраморное. Карьер разрабатывает брекчированные ожелезненные мраморовидные известняки основания олистолита. Под ним бурением вскрыты более молодые глины нижнего мела, которые выходят в поднадвиге

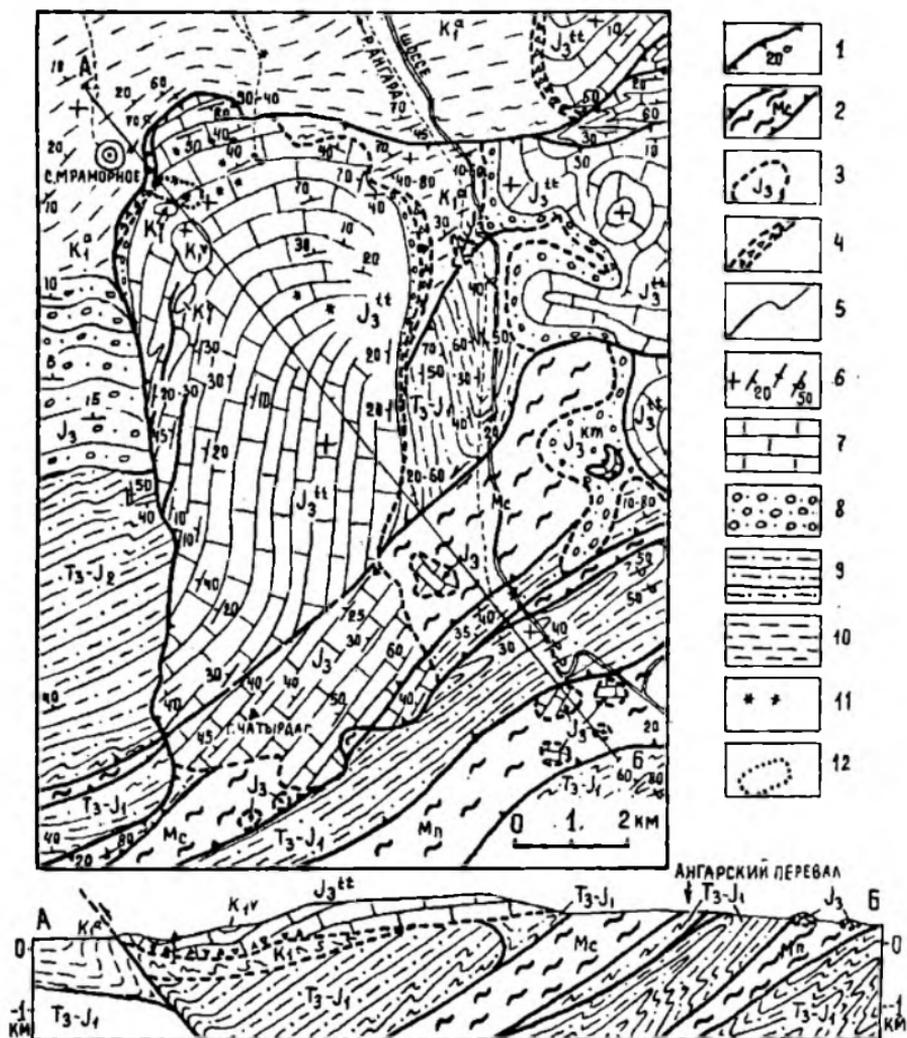


Рис. 7. Геологическая карта Чатырдагского массива.

Условные обозначения: 1 – эндогенные разрывы и угол падения сместителей; 2 – меланжи: M_c – Соколинский, M_n – Подгорный; 3 – гравийные разрывы в основании олистолитов; 4 – гравийно-тектонические брекчии; 5 – стратиграфические контакты; 6 – залегания пластов (горизонтальное, наклонное, вертикальное, опрокинутое); 7 – известняки; 8 – конгломераты и гравелиты; 9 – флиш; 10 – глины с прослоями песчаников и известняков; 11 – проявления грязевого вулканизма; 12 – карьер Мраморный.

севернее и местами выдавливаются снизу по ослабленным зонам, образуя проявления грязевого диаперизма и вулканизма (рис. 7). В известняках Чатырдагского массива широко развит карст с очень разными формами его проявления. Здесь выделены около 140 пещер. Наиболее крупная и уникальная из них – Мраморная, открыта для экскурсионного посещения. В южном и юго-восточном обрамлении массива присутствуют мелкие, до сотни метров, олистолиты из тех же верхнеюрских известняков (рис. 7). Они относятся к неоген-четвертичной Массандровской олистостроме. Южнее перевала в основании лежачей складки из таврического флиша на границе с Предгорным меланжем (рис. 7) вследствие современной активности надвига на шоссе хорошо видны постоянно оживляемые оползни.

г. Демерджи также представляет собой усложненный кайнозойскими надвигами олистолит (рис. 2, 4, 5). Южная часть массива сложена двухкилометровой толщиной келловей-кимериджских конгломератов, которые севернее перекрыты титонскими известняками. Под конгломератами расположен пологий (20°) надвиг северного падения, обнаженный в овраге Тапшан-Гя. Ниже залегает комплекс Подгорного меланжа из почти полностью перетертых алевролитов таврической серии, в которых местами сохранились обрывки складок флишевой толщи и фрагменты более молодых глин. Северная часть массива также сорвана надвигами, хорошо видимыми с шоссе. По ним на седловине горы выведен узкий клин смятого таврического флиша между субгоризонтальными конгломератами Демерджи и вздыбленными до 70° верхнеюрскими известняками в ур. Юркины Скалы. На юго-западном склоне массива развиты причудливые формы выветривания (Долина Привидений), мощный обвальный комплекс, сейсмодислокации и другие интересные объекты.

г. Кагель находится в 5 км юго-западнее Алушты. Она сложена интрузивными породами (грано-диоритами) среднеюрского возраста. Вблизи расположены другие разновеликие массивы магматических пород несколько иного состава (рис. 2). Все они бескорневые, хотя местами сохранились фрагменты “горячих” контактов. В момент формирования интрузивные тела располагались в тысяче километров южнее (рис. 6Б), а в кайнозое, кроме того, были смещены на десятки километров к северу при формировании надвигов, меланжей, и складок горизонтального сжатия. Сам Кагельский массив является крупным кластолистом в Южнобережном меланже (рис. 3, разрез III). Матрикс меланжа и тектонические контакты по периферии массива доступны наблюдению. Сложные надвиги и интенсивные до лежачих складки, подстилающие Южнобережный меланж, прекрасно обнажены в береговых обрывах южнее с. Лазурное. Они сжаты в 2–4 раза и сложены флишем таврической серии.

Район бассейна р. Бодрак позволяет ознакомиться с объектами Предгорной структурной зоны и Куэстовой моноклинали (рис. 1). Общее геологическое строение района в плане отражено на рис. 2, детальное – на рис. 8, а в разрезе – на профиле II рис. 3. Стратиграфия, литология и, в меньшей степени, тектоника описаны в многочисленных публикациях [1, 3, 5–12 и др.]. Поэтому ниже приведена краткая характеристика геологического строения с детализацией лишь принципиально новых элементов строения, выявленных в последние годы.

Куэстовая моноклираль расположена в северо-западной и западной части района (рис. 8). Она сложена осадочной толщей нижнего мела – эоцена, суммарной мощностью около 800 м. Это подтверждено бурением скважины у с. Самохвалово, что в 5 км к СЗ от с. Скалистое (рис. 3, разрез II). Толща полого, под углами 7–12°, наклонена к ССЗ и выполаживается по падению до субгоризонтального залегания. Однако, как и в других районах Второй гряды гор, по пластичным прослоям в основании верхнемеловых мергелей отмечаются пологие субпослойные надвиги. Они выражены зонами повышенной трещиноватости, брекчированием, зеркалами скольжения и мелкими принадвиговыми складками, в крыльях которых углы наклона достигают 60°. Пример тому – южный склон г. Белая у с. Трудолюбовка (рис. 8) и др.

Мел-палеогеновые отложения залегают на эффузивно-осадочных образованиях средней юры, на меланже и на флише таврической серии. Контакт в основании толщи считался несогласным стратиграфическим. Существовало также альтернативное мнение Ю.В.Казанцева о надвигании по нему более древнего флиша на меловые отложения [7]. Детальное изучение показало иное. Стратиграфический контакт на севере района осложнен пологим субпослойным срывом сдвига-надвигового типа, сопровождаемым рассланцеванием и мелкими складками. Плоскость срыва, срезая весьма неровную поверхность стратиграфически несогласного контакта, не всегда полностью совпадает с ней. Это хорошо видно в длинном обнажении под южным склоном г. Белая у с. Трудолюбовка. Аналогичная ситуация описана на левом берегу р. Альма ниже плотины [1]. Далее к востоку послыйный срыв проходит по “смазке” – пластичным глинам аптского яруса, где зеркала скольжения хорошо видны лишь в карьере у с. Кирпичное под Симферополем. Южнее срыв, видимо, расположен ниже контакта или срезан денудацией. Севернее, в скважине у с. Самохвалово под нижнемеловыми песками вскрыта 28-метровая зона брекчирования, подстилаемая 8-метровой зоной милонитов, ниже которой идут катаклазированные магматические породы. Это подтверждает наличие послыйного надвига, известного и в других районах Предгорного Крыма. Возраст разрыва неоген-четвертичный и связан с подвижками по Предгорной суре (рис. 3, разрез II).

Таким образом, строение Куэстовой моноклинали не такое простое, как считалось ранее. Представления о ней будут усложняться по мере более детального изучения.

В основании куэсты Второй гряды залегает эффузивно-осадочная толща Бодракского вулканического комплекса средней юры [5]. Он наклонен на СЗ под углами 30–70° и прослеживается по материалам сейсморазведки на глубину 2–4 км, срезаясь Предгорной сутурой (рис. 3, разрез II). Из-за большой жесткости комплекса здесь развиты относительно простые складки с удвоением разреза по субпослойным срывам.

Полоса к юго-востоку от выхода эффузивно-осадочной толщи всегда была наиболее спорной в интерпретациях. В ней выделялись многочисленные свиты и толщи, самые разные по форме и происхождению структуры, в том числе блоки, надвиги, дайки, олистостромы, узкие зоны меланжей, Лозовская зона смятия и др. [5, 11 и др.]. Здесь известны многочисленные отдельные глыбы из весьма разных пород: известняков карбона и перми, песчаников и магматитов верхнего триаса-средней юры, известняков и глин нижнего мела [1, 5, 6, 9, 10]. Изучение комплекса в районе практики и по простиранию показало наличие очень широкой (до 7 км) полосы тектонического меланжа, названного Симферопольским [15], (рис.2, 5). Южнее г. Симферополь в Петропавловском, Лозовском, других карьерах и обнажениях этот меланж имеет сходное строение. Выделяемые в кластолитах многочисленные свиты не отвечают требованиям их выделения из-за отсутствия в кровле и подошве стратиграфических контактов, нормальных взаимоотношений с другими осадочными подразделениями, а также устойчивого распространения на площади и разрезе. Примеры тому – петропавловская, эскиординская, курцовская, салгирская, саблынская, лозовская, ургулийская и другие “свиты”, а также отдельные “толщи”, слагающие “эскиординскую серию”. Предшествующему здесь выделению олистостромы противоречит отсутствие нормально осадочных пород в матриксе, а также очень разнообразный по литологии и возрасту состав глыб. Особенно важно, что в микстите есть глыбы нижнемеловых пород [5, 15], которые моложе перетертого таврического флиша основного матрикса и что хаотический комплекс ограничен эндогенно-тектоническими контактами. Происхождение глыб объясняется их отрывом при очень большом смещении по надвигу и перемешиванием в широкой зоне сместителя. Амплитуда Симферопольского надвига оценивается не менее 20 км.

Структуры, подстилающие Симферопольский меланж, сложены флишем таврической серии поздне триас-среднеюрского возраста. Внутреннее строение их чрезвычайно сложное. Так, в северной части расположено лежачее крыло крупной, запрокинутой на ЮВ, Патильской антиклинали. Крыло, в свою очередь, смято в более мелкие складки и

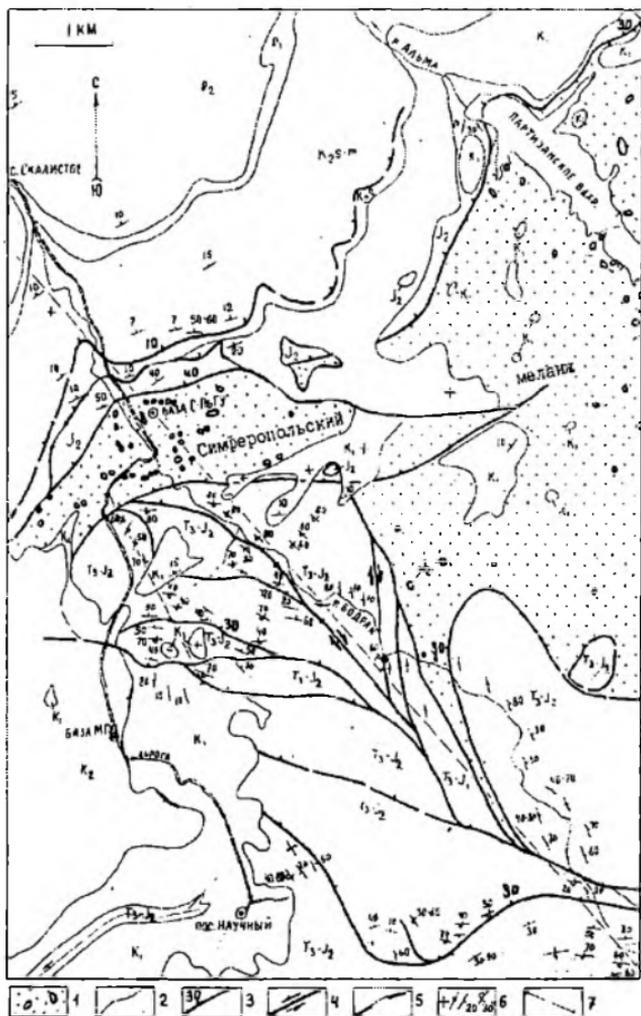


Рис. 8. Геологическая карта бассейна р. Бодрак.

Условные обозначения: 1 – Симферопольский меланж с глыбами-кластолитами известняков карбона-мела, магматитов триаса-юры, песчаников юры и др.; 2 – стратиграфические границы; 3 – взросо-надвиги и углы падения сместителей в градусах; 4 – сдвиги; 5 – послонные надвиги; 6 – залегания пластов (горизонтальное, наклонное, вертикальное, опрокинутое в градусах); 7 – линии геологических разрезов.

Индексы на карте: T_3-J_2 – верхний триас-средняя юра: флиш таврической серии - песчаники, алевролиты, аргиллиты; J_2 – средняя юра: песчаники, туфы, магматиты основного и среднего состава; K_1 – нижний мел: известняки, глины, песчаники, конгломераты; K_2 – верхний мел: мергели, известняки; F_1 – палеоцен: известняки, песчанистые мергели; F_2 – зоцен: известняки, мергели, глины

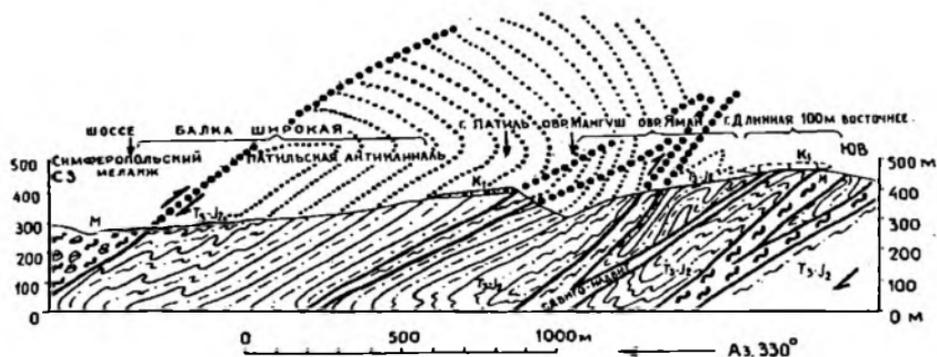


Рис. 9. Дислокации таврического флиша в основании Симферопольского меланжа (условные обозначения см. на рис. 7).

осложнено надвигами с небольшими меланжами (рис. 8, 9). Местами выделяются сложные ныряющие антиклинали, свидетельствующие о сжатии в 2–3 раза наблюдаемых у поверхности структур. Кроме надвигов, в долине р. Бодрак есть сдвиги, сопровождаемые мелкими складками с крутыми до вертикальных шарнирами. Изучение столь сложно смятой и сорванной толщи требует очень детальных структурных исследований с почти сплошными зарисовками, фотосъемкой и дешифрированием обнажений. Лишь после этого, с учетом сбалансированности построений, можно относительно однозначно представить разрез конкретного участка. Несмотря на ежегодные многолетние исследования, большинство геологических карт здесь мало похожи друг на друга, что свидетельствует о еще нерешенных проблемах тектоники и стратиграфии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Район крымской практики, как в общем, так и на конкретных полигонах, позволяет ознакомиться с многочисленными и разнообразными геологическими объектами. Представления о строении и эволюции Крыма в последние годы существенно меняются. Принципиально новое понимание геологии полуострова связано с выделением структур, объясняющих значительные горизонтальные перемещения осадочных и магматических комплексов. Основные из них следующие:

1. Обосновано существование Предгорной, Северокрымской и Южнокрымской сутур, ограничивающих палеозойский микроконтинент Скифию и мезозойский террейн Кримию.

2. В Горном и Предгорном Крыму выделены и закартированы девять региональных меланжей: Южнобережный, Подгорный, Карадагский, Щebetовский, Белогорский (неоген-четвертичного возраста) и Соколинский, Мартовский, Симферопольский, Присутурный (юрско-раннемелового возраста).

3. В Горном Крыму и прилегающей акватории Черного моря обоснованы пять крупных олистостром разного типа и возраста: Из древних, ископаемых, это гигантская нижнемеловая Горнокрымская олистострома с разномасштабными олистолитами и олистоплаками из верхнеюрских известняков и менее крупная Яйлинская в составе позднеюрских отложений. Из неоген-четвертичных, современных, это Массандровская олистострома южного берега Крыма, а также очень крупные Южнокрымская и Южнокерченская в прилегающей акватории Черного моря.

4. В Крыму выделены, обоснованы и закартированы многочисленные разновозрастные надвиги преимущественно северного и северо-западного падения, отдельные ретронадвиги южного наклона, разнопорядковые интенсивные до лежащих и ныряющих принадвиговые складки в основном южной vergentности, чешуи-дуплексы, послонные срывы и др.

Вышеперечисленное, с учетом палеомагнитных и структурных палинспастических реконструкций, позволило создать существенно иную, геодинамическую модель строения и эволюции Крыма, объясняющую значительное горизонтальное сближение различных комплексов пород, а также сбалансированную структурную модель строения Горного Крыма.

Практическими следствиями новой модели являются: 1 – выделение трех основных субширотных сейсмогенных зон, связанных с крупными активными надвигами; 2 – обоснование нового Предгорнокрымского потенциально нефтегазоносного района с крупными антиклиналями [19]; 3 – прогнозирование сейсмичности Предгорной сейсмогенной зоны [3];

4 – обоснование аномального развития оползней Южного Крыма в зонах Подгорного и Южнобережного меланжей [20] и др.

В заключение следует отметить, что геология Крыма в целом и особенно его горной части несмотря на более чем столетнее изучение, еще не везде ясна и объяснима. Поэтому здесь, как и в других сложно построенных регионах, дополнения и изменения в представлениях о строении будут вноситься еще не одним поколением геологов, особенно после постановки глубокого бурения. Как зрелые, так и начинающие исследователи на примерах Крыма могут способствовать получению наиболее правильных и главное- надежно повторяемых другими результатов и выводов о строении этого удивительного полуострова.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аркадьев В.В., Коротков А.И. Геологические экскурсии по Крыму / Методич. указания к крымской геол. практике. С-Пб ГИ, С-Пб, 1996. 33 с.
2. Большаков А.П. Геология с основами геоморфологии / Учебно-методическое пособие. Таврический экологический институт. Симферополь, 1998. 90 с.
3. Геодинамика Крымско-Черноморского региона / Сборник материалов конференций. Симферополь, 1997. 150 с.
4. Геологическое картирование хаотических комплексов. М.: Роскомнедра, Геокарт, 1992. 230 с.
5. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя / Ред. О.А. Мазарович, В.С. Милеев. М.: МГУ, 1989. 168с.
6. Геология СССР. т.VIII. Крым, часть 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 575 с.
7. Казанцев Ю.В. Тектоника Крыма. М.: Наука, 1982. 112 с.
8. Коротков А.И. Гидрогеологические условия района Куйбышево-Голубинка / Методич. пособие к учебной геол.практике в Крыму. Л.: ЛГИ, 1973. 35 с.
9. Лебединский В.И. Геологические экскурсии по Крыму. Симферополь, Таврия, 1988. 144 с.
10. Муратов М.В. Геология Крымского полуострова / Руководство по учебной геол. практике в Крыму. М.: Недра, 1973. 191 с., 232 с.
11. Очерки геологии Крыма / Труды Крымского геологического научно-учебного центра им. проф. А.А.Богданова. М.: МГУ, 1997. вып.1. 265 с.
12. уководство по геологической практике / Ред. Н.В. Короновский, М.М. Москвина. М.: МГУ, 1974. 509 с.
13. Хаин В.Е., Короновский Н.В., Ясаманов Н.А. Историческая геология / Учебник. М.: МГУ, 1997. 448 с.
14. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики / Учебник. М.: МГУ, 1995. 480 с.
15. Юдин В.В. Симферопольский меланж / Докл.РАН, 1993. т.333, №2. С.250-252.

16. Юдин В.В. Новая модель геологического строения Крыма / Природа, 1994, № 6. С. 28-31.
17. Юдин В.В. Предгорная сутура Крыма / Геологический журнал, 1995, № 3-4. С. 56-61.
18. Юдин В.В. Палеогеодинамика Крыма, прилегающих акваторий и территорий / Геологический журнал, 1996, № 3-4. С. 115-119.
19. Юдин В.В. Структурные предпосылки нефтегазоносности Крыма / Геология нефти и газа, 1997, № 7. С. 8-12.
20. Юдин В.В. Микститы Горного Крыма / Докл. РАН, 1998, № 5, т.363. С.666-669.
21. Юдин В.В. О положении верхнеюрских массивов Горного Крыма. / Доповіді Нац. Академії наук України. 1999. С. 139-144.
22. Юдин В.В. К дискуссии о тектонике Крыма/ Бюлл. МОИП, отд. геол. 1999. Т. 74, вып. 6. С. 52-58.

КРАТКИЙ ТЕРМИНОЛОГИЧЕСКИЙ СЛОВАРЬ

Активная окраина плиты (континента) – структурная зона, связанная с субдукцией и поддвигом под нее другой плиты (континента). Характеризуется сложным складчато-надвиговым строением, горным рельефом, а в 50–300 км по падению зоны конвергенции – параллельной полосой проявления магматизма. Современные примеры: Анды, Кордильеры, западно-тихоокеанские и восточно-индийскоокеанские окраины Азии.

Дивергенция – расхождение плит при рифтогенезе и спрединге.

Кластолит – глыба в эндогенном микстите (меланже). По контуру обычно имеет следы тектонической переработки. Состав – от вмещающих жестких толщ до экзотических пород, отсутствующих у поверхности в краях разрыва. Размеры кластолитов от дециметров-метров до многих сотен метров.

Коллизия – процесс столкновения плит, микроконтинентов, террейнов, островных дуг.

Конвергенция – схождение литосферных плит по зоне субдукции, а после столкновения – по зоне коллизии и сuture.

Меланж – эндогенный хаотический комплекс в сместителе высокоамплитудного надвига, реже сдвига. Состоит из глыб-кластолитов разного состава, размера и возраста, а также из тектонически перетертой массы – матрикса. По составу кластолитов меланж делится на моно- и полимиктовый, осадочный, вулканогенный, серпентинитовый и др.

Микстит (по Л.Шермерхону, 1966) – хаотический комплекс пород. При осадочно-оползневом происхождении называется олистостромой, при эндотенно-тектоническом происхождении – меланжем.

Олистолит – оползневой массив, обломок прочных пород в составе олистостромы. Размеры олистолитов – от метров до первых километров.

Олистоплак – очень крупная пластина жестких пород, сползшая в составе олистостромы (крупный плоский олистолит, размерами до первых десятков километров)

Олистострома (по Ж.Флоресу, 1955) – от греческого "ползти, накапливаться, скользкая подстилка". Хаотическое скопление чужеродных несортированных обломков и отдельных массивов во вмещающей массе (матриксе) осадочного происхождения. При оползании матрикс дезинтегрирован в условиях низких температур и давлений. Состав и

возраст олистолитов обычно одинаковый, соответствующий строению корневого (неоползшего) района.

Пассивная окраина плиты (континента) – 1) края раздвигающихся плит (континентов); 2) структурная зона континента, пододвинутого под другую плиту. Характерно отсутствие в континентальной коре магматизма и мощное осадконакопление на шельфе и континентальном склоне. После коллизии на пассивной окраине обычно формируется асимметричный краевой прогиб. Современные примеры: 1) западная окраина Африки и восточная – Америк; 2) Северо-западная окраина Австралии. Древний аналог – Западный Урал и Предуральский краевой прогиб.

Плита литосферная – В современном понимании - очень крупные, в сотни и тысячи километров, участки континентальной и океанической коры, ограниченные глобальными сейсмически активными зонами дивергенции или конвергенции (раздвигов или надвигов). Древние плиты, микроплиты, террейны ограничены сутурами и обычно имеют существенно разное строение и историю развития. В предшествующей терминологии геосинклинального учения плитой называли часть платформы с повышенной мощностью осадочного чехла.

Ретронадвиг – надвиг с падением сместителя обратным по сравнению с главными, основными. Обычно приурочен к фронтальной части шарьяжей.

Сбалансированные модели – геологические карты и разрезы, допускающие приведение смятых и разорванных толщ в первоначальное доскладчатое положение. Модели, не допускающие такую реконструкцию, считаются геометрически невозможными и отбраковываются при выборе наиболее вероятного варианта строения.

Спрединг – раздвижение и наращивание океанической коры с заполнением высвобождающегося пространства магмой основного состава.

Субдукция – погружение и поглощение океанической коры одной плиты под континентальную или океаническую часть другой плиты. Субдукция вызвана нисходящим движением конвекционного тока мантии.

Сутура – в современном геодинамическом понимании – тектонический шов от столкновения двух плит, микроплит, террейнов. Выражена надрегиональными глубинными надвигами (точнее поддвигами) с мощной зоной динамометаморфизма высоких давлений, низких температур и с локальными фрагментами в меланжах остатков океанической коры – офиолитов (ультрабазитов, радиоляритов, базитов). На лежащем крыле

сутуры расположены молассы одновозрастного краевого прогиба. В прилегающей части висячего крыла развиты термальный метаморфизм, граниты, а на расстоянии 50–300 км – параллельная полоса андезитовых вулканов.

Террейн – экзотический фрагмент микроконтинента, континента или островной дуги в десятки-сотни километров, окруженный океанической корой, а после коллизии – сутурами. Имеет специфические особенности строения, состава формаций и расположения согласно палеомагнитной реконструкции (“бесплатный пассажир на подножке океанической плиты”).

Содержание

ВВЕДЕНИЕ	3
1. Основные элементы строения Крыма	5
1.1. Структуры первого порядка	5
1.2. Структуры второго-третьего порядков	12
1.3. Локальные структуры	14
1.4. Хаотические комплексы	15
2. История геологического развития	24
3. Строение основных объектов геологической практики	29
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	37
ЛИТЕРАТУРА	39
КРАТКИЙ ТЕРМИНОЛОГИЧЕСКИЙ СЛОВАРЬ	41

Лицензия №0047 от 10.01.99
Компьютерный набор. Формат 60×90 $\frac{1}{16}$
Бум. типографская №1. Усл. печ. л. 3. Уч.-изд. л. 2.8.
Тираж 500. Заказ №87

Участок оперативной полиграфии Коми научного центра УрО РАН
167982, ГСП-2, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 48