

диологических данных // Изв. АН СССР. Сер. геологич. 1987, № 10, 2. Зайцев Н. С., Коссовская А. Г., Петрова В. В. и др. Первые находки цеолитов в МНР // Литология и полезные ископаемые. 1986, № 2, 3. Петрова В. В., Бадамгарав Д., Соколова А. Л., Серебренникова Н. Д. Новый тип цеолитов вулканогенно-лимнического генезиса (Южная Монголия) // Литология и полезные ископаемые. 1987, № 4, 4. Верзилин Н. Н. Основные принципы номенклатуры осадочных пород // Вести. Ленингр. ун-та. Сер. 7: Геология, география. 1988, Вып. 3 (№ 21). 5. Рухин Л. Б. Гранулометрический метод изучения песков. Л., 1947. 6. Верзилин Н. Н., Окнова Н. С. Принцип гидравлической эквивалентности и его использование при палеогеографических реконструкциях // Вести. Ленингр. ун-та. 1977, № 6.

Статья поступила в редакцию 15 июля 1988 г.

УДК 552.5 : 552.24

Вестник ЛГУ. Сер. 7, 1989, вып. 2 (№ 14)

*Г. С. Бискэ, И. Ю. Палазьян, В. А. Прозоровский, В. Н. Шванов*

## ФОРМАЦИОННОЕ КАРТИРОВАНИЕ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КАЧИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ В КРЫМУ

Формационное картирование является одним из способов изучения и изображения геологического строения регионов. Оно применяется в геотектонике преимущественно на мелкомасштабной основе, входит в практику геолого-съёмочных работ среднего и крупного масштаба и построения прогнозно-металлогенических карт.

Поскольку формационное картирование — один из элементов геологической съёмки, по-видимому, целесообразно проводить ознакомление студентов с его основами уже на учебных практиках. Чтобы показать возможности и методику формационного картирования, были произведены необходимые наблюдения и составлена карта геологических формаций бассейнов рек Бодрака и Марты. В этом районе осуществляется геологическая практика многих вузов, поэтому ознакомление преподавателей и студентов с методикой формационного картирования на объекте, всем известном, может способствовать его внедрению и в геологическую практику, и в практику обучения. Кроме того, в процессе многолетней учебной работы по бассейну р. Бодрак были получены некоторые данные, которые представляют геологический интерес и могут быть изложены с применением не только геолого-структурных, но и формационных понятий.

Поскольку теория формационного картирования крайне слабо разработана и какие-либо общепринятые нормы и требования, которые могли бы быть положены в основу формационных карт, отсутствуют, прежде чем освещать вопросы геологического строения на языке формационных категорий, нужно объяснить саму систему принятых формационных понятий.

За основу составления формационной карты нами приняты методические приемы, предусмотренные тем направлением формационных исследований, которое получило название парагенетического, эмпирического или структурно-вещественного. Направление это заложено трудами Н. С. Шатского и Н. П. Хераскова и впоследствии развивалось В. И. Драгуновым, В. М. Цейслером, Д. В. Рундквистом, Н. С. Маличем и др. Методика описания и систематизирования осадочных формаций, призванная в какой-то мере обеспечить общий язык для формационных исследований и приблизиться к унификации легенд для формационных карт, излагалась ранее [1, 2]. Суть предложений заключалась в том, чтобы при помощи понятий о горных породах описывать породные парагенезы — парагенерации, гилеации, литоформации: через понятие «литоформация» охарактеризовать геоформации; с помощью геоформаций описывать структурные зоны земной коры.

Формации как вещественные единицы образуют иерархизированную по внутренним признакам систему, включающую четыре таксономических ранга — типа (Т), класса (К), рода (Р) и вида (В).

Тип формации (Т) определяется степенью зрелости осадочного вещества, устанавливаемого по минерально-петрографическому виду песчаных и глинистых пород или по ассоциации малых химических элементов. В изученном районе развиты осадочные и вулканогенно-осадочные литоформации четырех типов: Т<sub>2</sub> — недифференцированный (инферноморфный), индикатором которого являются вулканогенные породы; Т<sub>3</sub> — низкодифференцированный (бассоморфный), определяемый по присутствию лититовых граувакк; Т<sub>5</sub> — дифференцированный (альтоморфный), устанавливаемый по олигомиктовым песчанникам; Т<sub>6</sub> — высокодифференцированный (магоморфный), охарактеризованный кварцевым (глаукозит-кварцевым) составом терригенной примеси в карбонатных породах.

Каждый из типов объединяет в изученном районе несколько или много близких по составу и строению литоформаций, группирующихся в крупные геологические тела — геотформации, отвечающие вместе с тем основным этапам тектонического развития региона, т. е. являющиеся в определенном смысле геогенерациями. В этом совпадении признака типа и определенной тектонической позиции формации обнаруживается глубокое значение выбранного параметра как внутреннего свойства геологических тел. Кроме осадочных и вулканогенно-осадочных в долине р. Бодрак существует магматическая диорит-диабазовая геотформация, распадающаяся на две петрографические формации — дайково-диабазовую и диорит-диабазовую малых тел.

Класс формаций (К) определяется по составу и количественному соотношению горных пород, участвующих в разрезах. Для установления классов делаются выборочные послонные описания разрезов — слограммы или циклограммы (в циклических толщах) с измерением не менее 30 слоев (циклитов) в каждой слограмме или циклограмме. По каждой циклограмме подсчитывается соотношение пород и записывается индекс класса, для чего возможный диапазон встречаемости каждой породы от 0 до 100% разбивается на 4 разряда с границами, кратными 25%. Номер разряда записывается рядом с сокращенным названием породы — п<sub>2</sub> (песчанника 25—50%), гл<sub>3</sub> (содержание глины 50—75%) и т. д. В литоформацию одного класса объединяются все выходы с одинаковыми индексами, которые могут принадлежать одному геологическому телу или разным телам, в том числе на различных стратиграфических уровнях.

Род формаций (Р) устанавливается внутри классов по степени упорядоченности слоев, образующих элементарные многослои, в частном случае — элементарные циклиты. Степень упорядоченности оценивается величиной  $K_m = m/M$ , где  $m$  — мощность наиболее развитого элемента многослоя,  $M$  — общая мощность многослоя (циклита). В зависимости от значения  $K_m$  в двухкомпонентных многослоях (трех- и более компонентные могут быть генерализованы в двухкомпонентные) выделяются упорядоченные ( $K_m = 0,40—0,60$ , Р<sub>1</sub>), умеренно-упорядоченные ( $K_m = 0,60—0,75$ , Р<sub>2</sub>), слабоупорядоченные ( $K_m = 0,75—0,90$ , Р<sub>4</sub>) и неупорядоченные ( $K_m = 0,90$ , Р<sub>6</sub>) формации. В частном случае флишевых толщ в зависимости от значения  $K_m$  соответственно выделяются нормальный флиш, песчаный (глинистый) флиш, песчано(глинисто)-флишевидные и песчаные (глинистые) роды литоформаций.

Более подробное деление на виды формаций (по мощности слоев или циклитов) нами не производилось, поскольку картирование видов в заданном масштабе 1 : 25 000 встречает большие затруднения — в таврической серии из-за сильной изменчивости разрезов, в верхнемеловом карбонатном, наоборот, из-за его монотонности и трудностей выделения слоев. Поэтому в таврической триасово-нижнеюрской части разреза картировались литоформации, определяемые до рода. В среднеюрском — меловом разрезе нам не удалось сделать достаточно наблюдений для разделения формаций в принятой количественной системе; здесь выделяются литоформации с точностью только до класса, преимущественно на основе приблизительных оценок соотношений пород.

Результатом проделанной работы явилось выделение в мезозойском разрезе рек Бодрака и Марты 26 осадочных, 2 вулканогенно-осадочных литоформаций и 2 интрузивных петроформаций, каждая из которых отличается от остальных по крайней мере одним из признаков типа, класса или рода. Литологические и петрографические формации под соответствующими индексами показаны в таблице и изображены на рисунке.

Карта литологических (петрографических) формаций отличается от обычной геологической карты рядом особенностей:

1) основная смысловая нагрузка на карте не возрастная, а вещественная. При изображении цветом был бы указан не возраст отло-

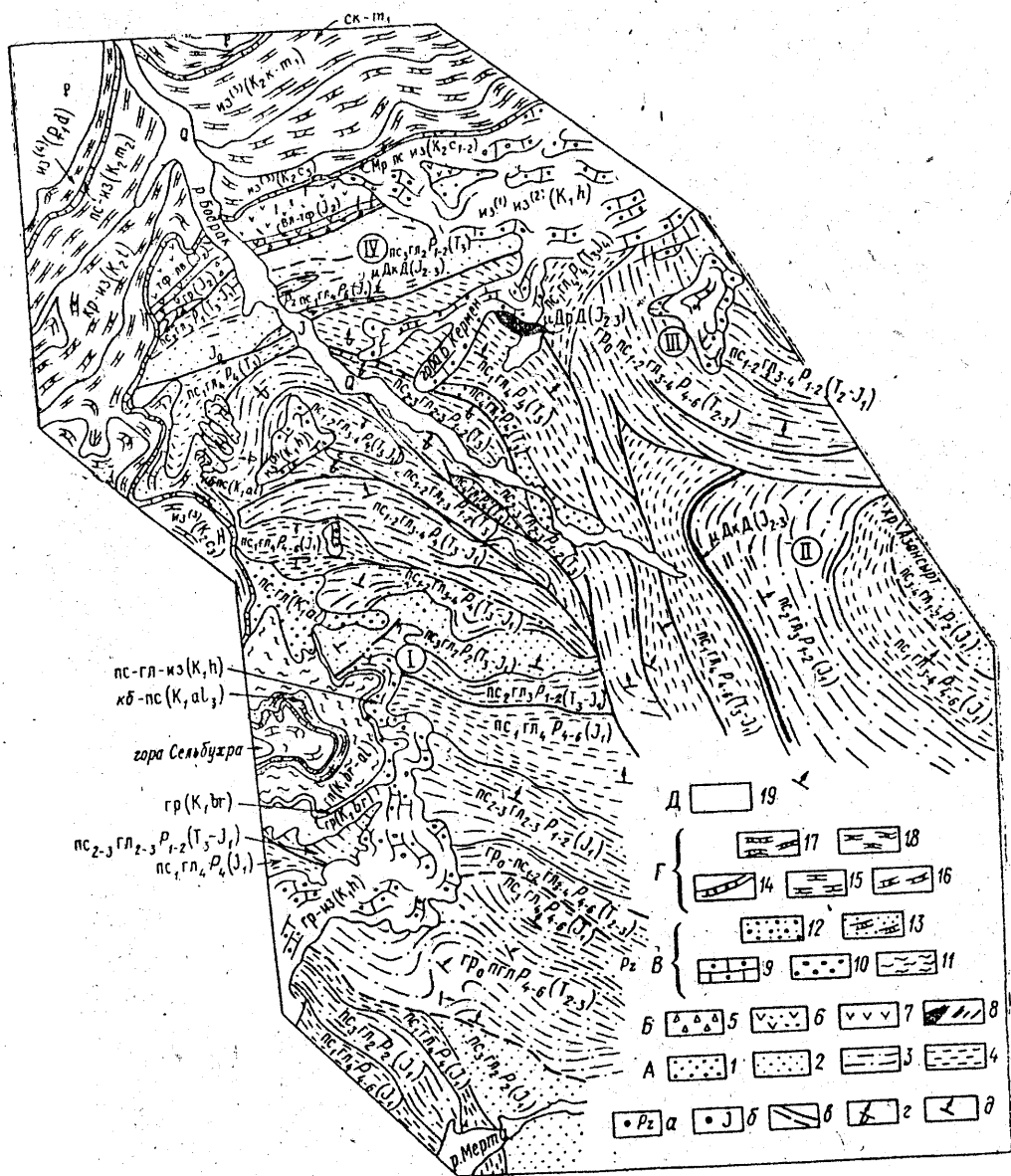
11

Формационная характеристика мезозойских осадочных и магматических образований северо-восточной части Качинского антиклинория

Система, отдел	Возраст	№ условного знака на карте	Литоформационный индекс (вещественный)	Литоформация	Геоформация	Тектоноформация (геогенерация)	Фациальные комплексы (нимни)
Палеоцен	Q <sub>1d</sub>	18	T <sub>8</sub> Kиз <sup>(4)</sup>	Криноидных известняков	—	—	—
Верхний мел	K <sub>2</sub> m <sub>2</sub>	17	T <sub>6</sub> Kпс-из	Песчаных, песчанистых микритовых известняков	Магноморфная оргонолито-микритовых известняков	Среднего этапа развития подвижной эпикиммерийской платформы	Открытого шельфа гумидной зоны (формация пшече мела)
	K <sub>2</sub> t	16	T <sub>6</sub> Kкр-из	Кремней и микритовых известняков			
	K <sub>2</sub> k — m <sub>1</sub> K <sub>2</sub> c <sub>3</sub>	15	T <sub>6</sub> Kиз <sup>(3)</sup>	Микритовых известняков			
	K <sub>2</sub> c <sub>1-2</sub>	14	T <sub>6</sub> Kмр-из	Глауконитсодержащих мергелей и микритовых песчаных известняков			
Нижний мел	K <sub>1</sub> al <sub>3</sub>	13	T <sub>6</sub> Kкб-пс	Карбонатных песчаников и песчаных известняков	Альтоморфная обломочно-карбонатная	Начального этапа развития подвижной эпикиммерийской платформы	Мелководно-прибрежной гумидной зоны
	K <sub>1</sub> al	12	T <sub>3</sub> Kпс-гл	Песчано-глинистая			
	K <sub>1</sub> br — al	11	T <sub>3</sub> Kгл	Глинистая			
	K <sub>1</sub> br	10	T <sub>3</sub> Kгр	Грубообломочная силикатно-карбонатная			
	K <sub>1</sub> h	9	T <sub>3</sub> Kиз <sup>(2)</sup> T <sub>3</sub> Kиз <sup>(1)</sup> T <sub>3</sub> Kпс-гл-из T <sub>3</sub> Kгр-из	Обломочно-известняковая Грубообломочно-биогермно-известняковая Песчано-глинисто-известняковая Грубообломочная силикатно-известняковая			

Продолжение табл.

Система, отдел	Возраст	№ условного знака на карте	Литоформационный индекс (вещественный)	Литоформация	Геоформация	Тектоноформация (геогенерация)	Фациальные комплексы (инман)
Средняя — верхняя юра	J <sub>2-3</sub>	8	ДрД- ДкД	Диорит-диабазовая малых интрузий Дайково-диабазовая	Диорит-диабазовых интрузий	Вулкано-плутонический комплекс среднего (?) этапа развития геосинклинали	Островодужный вулкано-плутонический
Средняя юра	J <sub>2</sub>	7	T <sub>2</sub> Ктф-лав	Туфолавовая андезит-базальтовая	Инferноморфная мафическая андезитобазальтовая туфовая		
		6	T <sub>2</sub> Квл-тф	Песчано-пелитовая туфовая			
		5	T <sub>3</sub> Кгр	Грубообломочная силкатная			
Средний триас — нижняя юра	J <sub>1</sub> , T <sub>3</sub> — J <sub>1</sub> , T <sub>3</sub> , T <sub>2</sub>	4	T <sub>3</sub> Кпс <sub>1</sub> гл <sub>1</sub> P <sub>3</sub> T <sub>3</sub> Кпс <sub>1</sub> гл <sub>4</sub> P <sub>4-6</sub>  T <sub>3</sub> Кпс <sub>1</sub> гл <sub>1</sub> P <sub>4</sub> T <sub>3</sub> Кпс <sub>1-2</sub> гл <sub>3-4</sub> P <sub>4</sub> T <sub>3</sub> Кпс <sub>1-2</sub> гл <sub>3-4</sub> P <sub>2-4</sub>	Глинистая Глинистая и глинисто-флишондная Глинисто-флишондная То же " "	Бассоморфная терригенная флишондно-флишевая	Флишондно-флишевая раннегеосинклинальная	Котловинного моря на пассивной континентальной окраине
		3	T <sub>3</sub> Кпс <sub>2</sub> гл <sub>3</sub> P <sub>1-2</sub>  T <sub>3</sub> Кпс <sub>2</sub> гл <sub>3</sub> P <sub>1</sub> T <sub>3</sub> Кпс <sub>2-3</sub> гл <sub>2-3</sub> P <sub>1-2</sub>	Нормального и глинистого флиша Нормального флиша Нормального и песчаного флиша			
		2	T <sub>3</sub> Кпс <sub>3</sub> гл <sub>2</sub> P <sub>2</sub> T <sub>3</sub> Кпс <sub>3-4</sub> гл <sub>1-2</sub> P <sub>2</sub> T <sub>3</sub> Кпс <sub>4</sub> гл <sub>1</sub> P <sub>4</sub>	Песчаного флиша Песчаного флиша Песчано-флишондная			
		1	T <sub>3</sub> Кгр <sub>0-пс</sub> <sub>1-2</sub> -гл <sub>3-4</sub> P <sub>4-6</sub>	Гравийно-песчано-глинистая			



Карта литологических и петрографических формаций бассейнов рек Бодрака и Марты (составлена Г. С. Биске, В. Прозоровским, В. Н. Швановым с использованием наблюдений В. Б. Горянова, Л. В. Кушмарь, А. В. Яговкина).

А—Г—геоформации: А—бассоморфная терригенно-флишоидно-флишевая ( $T_2-J_1$ ); Б—инферноморфная мафическая андезит-базальтовая туфолавовая и диорит-диабазовых интрузий ( $J_2-3$ ); В—альтоморфная обломочно-карбонатная (К); Г—магноморфная органолито-микритонных известняков (К<sub>2</sub>); Д—отложения палеогена и четвертичные (Р, Q). а—глыбы палеозойских пород; б—глыбы юрских пород; в—линии разрывов; г—залегание перевёрнутое; д—залегание нормальное. I—Мангушская синклинали; II—Верхнебодрацкая синклинали; III—Альминская синклинали; IV—Джидайская моноклиналиная зона деформаций и меланжа. Объяснения приведены в таблице.

жений, а состав. Типы формаций показывались бы цветом, классы и роды — их оттенками;

2) характеристики состава и структуры картируемых единиц сопровождаются количественными оценками (в данном случае это достигнуто хотя и не для всей, но для большей части площади);

3) каждая картируемая единица может быть объединена общностью состава и строения с каким-то числом соседних единиц в единый комплекс, обладающий также общностью структурного плана и геологического возраста. Подобные крупные комплексы, включающие группы сходных литоформаций, соответствуют геотермациям как вещественным единицам. Отвечая определенным этапам развития структурных элементов земной коры, они соответствуют геогенерациям и как отражение определенных устойчивых ландшафтов являются фацialsными комплексами, или ниниями. Соотношение понятий литоформация — геотермация — геогенерация — ниния показано в таблице.

В мезозойском разрезе изученной территории выделяются четыре осадочные (вулканогенно-осадочные) и одна магматическая геотермация. Нет необходимости подробно описывать все особенности геотермаций, поскольку мезозой Качинского антиклинория и Второй гряды хорошо изучен. Подчеркнем только некоторые признаки, выявленные в процессе (и благодаря) формационному картированию.

Низкодифференцированная (бассоморфная) терригенная флишондно-флишевая геотермация среднего триаса — нижней юры. Преобладающим петрографическим видом песчаных пород являются литовые (сложные обломками осадочных пород) граувакки и кварцевые граувакки, а аргиллитовых — хлорито-гидрослюдистые породы, что позволяет относить данную геотермацию к бассоморфному (от латинского бассус — низкий) типу  $T_3$  в принятой системе деления формационных единиц [2]. Указанный типовой признак характерен только для данной геотермации и в других частях разреза не проявляется. По стратиграфическому объему геотермация соответствует таврической серии Горного Крыма.

Наиболее характерная особенность данной геотермации — циклическая сложенная, проявленная двухкомпонентными элементарными циклитами, состоящими из песчаного и аргиллитового элементов циклитов (ЭЦ). В песчаном ЭЦ редко проявляются мусорные турбидитовые элементы 1а; хотя неслойчатые, массивные эквиваленты элемента 1а встречаются очень часто. Очень характерны слойчатые ЭЦ 1б, слагающие верхнюю часть или весь песчаный слой. Аргиллитовые ЭЦ, как правило, сильно алевритистые и содержат тонкие слои алевролитов, отдельные сидеритовые конкреции или цепочки конкреций. Песчаные ЭЦ богаты напластовыми текстурами, среди которых преобладают язычковые слепки борозд размыва, иногда нескольких порядков на одной и той же поверхности.

Хотя в изученной геотермации присутствуют практически все возможные классы и роды литоформаций, выделяемые по соотношению песчаных и аргиллитовых ЭЦ, наибольшим распространением пользуются литоформации глинистого флиша ( $Kпс_2г_2P_2$ ) и глинисто-флишондные ( $Kпс_1-3г_3-4P_4$ ). Нормальный флиш ( $Kпс_2-3г_2-3P_1$ ), литотипические разности которого можно наблюдать, например, у подножья горы Б. Кермен, в устье Мангушского оврага и в промие у русла Бодрака в д. Трудолобовка, встречается все же редко. Сравнительно мало распространены литоформации существенно песчаные — песчаного флиша ( $Kпс_3г_2P_2$ ) и песчано-флишондные ( $Kпс_4г_4P_4$ ). Появление их в разрезе всегда представляет интерес, так как облегчает картирование и способствует пониманию геологической структуры. В целом указанную геотермацию по преобладающему роду литоформаций с учетом стратиграфической принадлежности к таврической серии можно назвать таврической глинисто-флишондной геотермацией, рассматривая ее как определенный литотип, который может быть использован при формационных исследованиях в других регионах.

Нам плохо известна стратиграфическая последовательность литоформаций, слагающих таврическую серию. При сложности геологической структуры и бедности палеонтологических сборов трудно оценить, почему литоформации одного и того же класса и рода встречаются в разных частях площади и в различных структурах? Палеонтологическое обоснование отдельных точек разреза [3—5] затруднительно распространять на другие части при отсутствии стратиграфических коррелятивов, что создает непреодолимые препятствия для обычного геологического картирования, требующего знания возраста картируемых единиц. Литоформационное картирование в этом отношении более однозначно, оно вносит больший элемент объективности в геологическую карту, отодвигая на второй план спорные вопросы возрастных датировок и связанную с этим неопределенность. По нашему мнению, во многих районах развития «немых» толщ литоформационное картирование может принести значительно больше пользы, чем картирование «возрастных» единиц, датировка которых практически неизвестна.

Несмотря на определенные неясности стратиграфии, картирование литоформаций, сопровождающееся наблюдениями за подошвой и кровлей слагающих их слоев, позволяет выявить основные элементы и общую структуру таврической геотермации в долине р. Бодрак и верховьях р. Марты. Главным элементом структуры тавриче-

ской серии (геоформации) изученной территории является Мангушская синклинали (синформа), слагающая водораздел рек Марты и Бодрака, левобережья р. Бодрака и далее на пересечении гор Шелудивая — Б. Кермен большую часть долины последней. Крылья этой структуры имеют встречное падение, осевая плоскость наклонна к северо-востоку, ось синклинали протягивается от горы Шелудивой на юго-восток к руслу р. Бодрак.

Второй структурной единицей является развитая на юго-востоке Верхнебодрацкая синклинали, представляющая горизонтальную складку с шарниром, круто падающим на юго-восток. Севернее ее располагаются Альминская синклинали с преимущественным падением пород на восток и северо-восток, большая часть этой структуры, по-видимому, находится за водоразделом с р. Альмой.

К северу от Мангушской синклинали за разломом Солуна, проходящим от северных подножий горы М. Кермен через Аммонитовый овраг к северному склону горы Менд, располагается Джидайрская полоса моноклинально падающих чешуй — тектонических фрагментов таврической геоформации. Стратиграфическая принадлежность этой полосы и ее отношение к собственно таврической серии вызвали наибольшие споры [3, 5]. Литоформационное тождество этих отложений с элементами таврической геоформации и сбросы триасовой и нижнеюрской фауны позволяют видеть в этих выходах возрастные и формационные аналоги собственно таврической серии геоформации. Они представляют собой тектонические чешуи из фрагментов последней, разделенные межпластовыми разрывами, перемещенными вне связи с их первичными взаимоотношениями и стратиграфической последовательностью, и содержащие олистоомы из триасо-юрских и верхнепалеозойских карбонатных пород. Мощность таврической геоформации составляет, по-видимому, не менее 2000—3000 м.

Инferиоморфная мафическая андезитово-базальтовая туфолововая геоформация средней юры. В названии отражены низкая степень дифференциации осадочного и вулканогенно-осадочного вещества (от латинского *инфернор* — низкий) и мафический характер вулканических туфов и лав, слагающих геоформацию. Состоит из трех литоформаций (таблица), отражающих последовательное усиление вулканизма в среднеюрское время — от осадочных и вулканогенно-осадочных брекчий к вулканическим туфам и туфобрекчиям и далее — к лавовым покровам плагноклазовых и авгитовых базальтовых порфиритов. Геоформация имеет тектонические контакты с таврической геоформацией, сопровождающиеся меланжем. По-видимому, на дневную поверхность выходит лишь часть этой геоформации, на большей территории она перекрыта меловыми отложениями.

Геоформация диорит-диабазовых интрузий средней — поздней юры. Объединяет многочисленные выходы интрузивных пород — диабазов, пироксеновых и плагноплазовых диабазовых порфиритов, мелкокристаллических диоритов, развитых в виде силлов, даек и малых интрузивных тел изометричной формы, секущих отложения среднего триаса — средней юры. Характеристика их дана Р. Н. Кочуровой [6]; особо следует отметить приуроченность большинства интрузивных тел к полям развития андезито-базальтовой геоформации и к Джидайрской моноклинальной зоне деформаций и меланжа. Многие выходы интрузивных тел являются бескорневыми массивами, часто сорванными по разрывам и беспорядочно ориентированными среди дислоцированных вмещающих пород, что заставляет видеть в них своеобразные будины некогда более крупных интрузивных тел. Протяженные дайки и малонарушенные межпластовые силлы можно встретить лишь на юго-западе в пределах основных полей развития таврической геоформации.

Дифференцированная (альтоморфная) обломочно-карбонатная геоформация нижнего мела. Общими признаками, объединяющими фрагменты нижнемелового разреза в одну альтоморфную (от латинского *альтус* — высокий) геоформацию, является олигомиктовый состав зернистых силикатных пород (литоформационный тип T<sub>5</sub>), высокая карбонатность, обилие перерывов и малая мощность стратиграфических подразделений, формирующих отдельные литоформации. Нижнемеловые литоформации слагают крупные пологие конседиментационные структуры, последовательно развивавшиеся на складчатом основании, образованном киммерийскими движениями домелового времени. Поскольку возрастная и формационная трактовки нижнемелового разреза неоднозначны, рассмотрим нижнемеловую геоформацию несколько подробнее.

Геоформация нижнего мела выполняет две сопряженные пологие конседиментационные структуры — синклиналичную с ядром на правобережье р. Качи и антиклинальную с ядром в районе высот Патиль, Б. и М. Кермен. Синклиналичный разрез включает:

— литоформации готерива — грубообломочно-силикатно-известняковую [гр-из (K<sub>1h</sub>)] и песчано-глинисто-известняковую [пс-гл-из (K<sub>1h</sub>)]. Первая лежит в основании готерива и представлена пуддинговыми конгломератами с кварцевой галькой, глинистыми, алевроитовыми и карбонатными породами мощностью 15—20 м. Вторая слагает большую часть разреза (до 100 м мощностью) и образована закономерным чередованием (прослой около 1 м) известняковых песчаников и песчаных известняков с нарастанием карбонатности вверх по разрезу;

— грубообломочно-силикатно-карбонатную литоформацию баррема [гр ( $K_1br$ )], представленную крупными кварцево-силикатными обломками и многочисленными ядрами аммонитов, брахиопод, ядрами и пащирями морских ежей. Мощность около 5 м;

— глинистую литоформацию верхнего баррема — альба [гл ( $K_1br - al$ )] до 100 м мощностью, сложенную однообразными серыми глинами с горизонтами сидеритовых конкреций;

— песчано-глинистую литоформацию альба [пс-гл ( $K_1al$ )], известную как мангусская свита, и представленную красновато-желтыми песчаниками с прослоями глины и алевролитов мощностью около 20 м;

— литоформацию карбонатных песчаников и песчаных известняков [кб-пс ( $K_1al_3$ )]. В основании — это крупно- и грубозернистые песчаники с рассеянной гравийной и более крупной галькой, выше — песчаники и песчаные известняки светло-серого, почти белого цвета, часто содержащие ядра крупных аммонитов. Все литоформации, кроме двух готеривских, разделены поверхностями несогласий.

Антиклинальный разрез складывается готеривской преимущественно известняковой толщей мощностью до 30 м, в которой намечаются две литоформации: одна — обломочно-известняковая [из<sup>(2)</sup> ( $K_1h$ )], сложенная известняками с галькой подстилающих пород и прослоями карбонатных и кварцево-карбонатных песчаников, вторая — грубообломочно-биогермно-известняковая, сформированная биогермными постройками и их обломками, образующими известняковые брекчии [из<sup>(1)</sup> ( $K_1h$ )]. Литоформации сменяют одна другую по вертикали и отчасти по латерали вследствие возрастания биогермных разностей с запада на восток.

Высокодифференцированная (магноморфная) геотформация органолито-микритовых известняков верхнего мела (геотформация пшече мела). Общий признак геотформации — преобладание микрозернистых (микритовых, пелитоморфных, скрытокристаллических) известняков, которые обладают структурой и составом пшече мела, хотя и лишены физических свойств последнего из-за повышенного уровня катагенетических преобразований. Объединяющими все подразделения верхнего мела в единую геотформацию признаками являются также высокая зрелость вещества (зафиксированная в терригенной примеси и глинистых минералах, позволяющая относить геотформацию к магноморфному (от латинского магнус — высочайший) типу  $T_6$ , массивность сложения, слабое проявление пластовых поверхностей и большая мощность внутренне однородных слоев. Признаком, сопряженным с отмеченными вещественными характеристиками, является престога тектонической структуры — верхнемеловая геотформация образует моноклиналь, полого, под углом 10—12°, падающую к северо-западу. Мощность геотформации около 450 м.

Главная составная часть верхнемеловой геотформации — литоформация микритовых известняков, проявляющаяся на двух уровнях — верхнесеноманском [из<sup>(3)</sup> ( $K_2c_3$ )] и коньяк-нижнемаастрихтском [из<sup>(3)</sup> ( $K_2k - m_1$ )]. Кроме нее присутствуют литоформации: в нижнем — среднем сеномане — литоформация глауконитсодержащих мергелей и известняков [мр-пз ( $K_2s_{1-2}$ )], в туроне — литоформация кремней и микритовых известняков [кр-пз<sub>1</sub> ( $K_2t_1$ )], в верхнем маастрихте — песчаных и песчанистых микритовых известняков с глауконитом [пс-пз ( $K_2m_2$ )]. Верхнемаастрихтская литоформация с размывом перекрывается литоформацией крипоидно-детритовых известняков датского яруса и следующими за ней другими отложениями палеогена.

Описанные литоформации и образованные ими геотформации есть вещественные единицы, реально наблюдаемые в природе, доступные описанию и картированию — литоформации как парагенезы горных пород, геотформации как парагенезы литоформаций. В общей системе геологического знания о регионе их изучение является основой для понимания природы геологических тел и истории геологического развития районов их распространения. В содержательном аспекте геотформации интерпретируются как тектонические геолого-исторические категории — геогенерации и как палеоландшафтные единицы — фациальные комплексы, нимни. Рассматривая содержательную сторону описанных геотформаций, частично отраженную в таблице, можно видеть, что в системе тектонических представлений районы северо-востока Качинского антиклинория прошли сначала стадии неполного геосинклинального развития с эвгеосинклинальной спецификой, приходящиеся на средний триас — среднюю, возможно, позднюю юру, после чего наступили стадии начальной (ранний мел) и последующей умеренной (поздний мел) стабилизации с режимом, отвечающим подвижной платформе.

В морфоструктурно-палеогеографическом смысле можно предполагать, что развитие района осуществлялось от стадии котловинного

моря на пассивной континентальной окраине ( $T_2-J_1$ ) через островодужную систему ( $J_2$ , возможно,  $J_3$ ) к мелководному шельфу ( $K_1$ ) и далее к открытому шельфу гумидной зоны ( $K_2$ ).

#### Summary

Principles of the establishment and description of lithologic associations as the paragenesis of rocks and geological formations as the paragenesis of lithologic associations are given. The mapping of lithologic associations of the Middle Triassic—Upper Cretaceous to a scale, 1:25,000 are made. General problems of formation mapping are considered.

#### Литература

1. Шванов В. Н. Опыт классификации осадочных формаций по вещественным (литомологическим) признакам // Вести. Ленингр. ун-та. 1982. № 24.
2. Шванов В. Н. К методике описания осадочных формаций по структурно-вещественным признакам // Изв. вузов. Сер. Геология и разведка. 1988. № 4.
3. Миклухо-Маклай А. Д., Поршняков Г. С. К стратиграфии юрских отложений бассейна р. Бодрак // Вести. Ленингр. ун-та. 1954. № 4.
4. Шванов В. Н. Стратиграфия и структура таврической свиты в бассейне р. Бодрак в Крыму // Вести. Ленингр. ун-та. 1966. № 6.
5. Короновский Н. В., Малеев В. С. О соотношении отложений таврической серии и эскиурдинской свиты в долине р. Бодрак (Горный Крым) // Вести. Моск. ун-та. Сер. Геология. 1976. № 1.
6. Кочурова Р. Н. Магматизм северо-западной части Горного Крыма. Л., 1968.

Статья поступила в редакцию 23 сентября 1988 г.

УДК 556 : 551.76(575.12/13)

Вестник ЛГУ. Сер. 7. 1989, вып. 2 (№ 14)

*Л. А. Несов, П. В. Федоров*

### ПОЗВОНОЧНЫЕ ЮРЫ. МЕЛА И ПАЛЕОГЕНА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ФЕРГАНЫ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ УТОЧНЕНИЯ ВОЗРАСТА ОТЛОЖЕНИЙ И ОБСТАНОВКИ ПРОШЛОГО. I. ЮРА И РАННИЙ МЕЛ

Позвоночные животные в связи с их сложными и разнообразными связями со средой, зависимостью от общего состояния экосистем являются прекрасными индикаторами разнообразных особенностей древней среды, что позволяет использовать их остатки для выяснения важных закономерностей эволюции осадконакопления. Быстрота преобразований в некоторых филогенетических линиях позвоночных (например, среди хрящевых рыб, млекопитающих) обуславливает ценность их остатков для определения возраста отложений.

В неморских по происхождению толщах зубы и кости позвоночных нередко оказываются основными остатками организмов. Вероятно, поэтому на изучение древних позвоночных в США из государственных фондов устойчиво выделялось столько же средств, как и на беспозвоночных, а в некоторые годы — даже втрое больше [1]. В 1987 г. совместными усилиями китайских и канадских палеонтологов начата реализация значительной программы изучения юрских и меловых позвоночных в Северо-Восточном и Северном Китае. На территории Монголии уже в течение ряда лет ведет исследование позвоночных юры и мела Совместная Советско-Монгольская палеонтологическая экспедиция. Однако возраст многих центральноазиатских находок остается во многом спорным и вынужденно определяется в весьма широких пределах. Он может быть уточнен путем изучения комплексов позвоночных среднеазиатского региона нашей страны, во многих районах которого [2—6] на протяжении больших интервалов времени в мезозое располагались обширные высокопродуктивные соленоватые лиманные бассейны. В них захоронились остатки амфиботических и наземных позвоночных, а также зубы быстро эволюционировавших акул и скатов, заходивших из моря в лиманы и живших в лиманах. По остаткам этих рыб можно датировать отложения и богатые комплексы неморских организмов юга СССР и Центральной Азии.

В 1986—1987 гг. нами в Северо-Восточной Фергане (рис. 1) проводились поиски и изучение остатков позвоночных средней и поздней юры, а также мела, в основном небкома — апта и сенона. (рис. 2, 3).