

МОСКОВСКОЕ ОБЩЕСТВО ИСЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ

МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ
АНАЛИЗА ЦИКЛИЧНОСТИ В ГЕОЛОГИИ



Москва 1984

МОСКОВСКОЕ ОБЩЕСТВО ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ
Межсекционный семинар по применению математики
в геологии

МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ
АНАЛИЗА ЦИКЛИЧНОСТИ В ГЕОЛОГИИ

(Материалы конференции 17-18 мая 1982 г.)

4290

Издательство "Наука"
Москва 1984



Печатается по постановлению Президиума Совета
Московского общества испытателей природы

Редакционная коллегия:
С.Л.Афанасьев (отв. редактор),
Я.М.Вайнберг, Н.И.Кригер,
И.А.Одесский, Ю.Т.Усиков

РЕШЕНИЕ
конференции "Математические методы при анализе
цикличности в геологии"

17 и 18 мая 1982 года во Всесоюзном ордена Трудового Красного Знамени заочном политехническом институте межсекционным семинаром по применению математики в геологии Московского общества испытателей природы совместно с секцией "Цикличность осадконакопления и закономерности размещения горючих ископаемых" Научного Совета по проблемам геологии и геохимии нефти и газа АН СССР и Всесоюзным заочным политехническим институтом проведена конференция "Математические методы при анализе цикличности в геологии".

В состав Оргкомитета входили:

канд. геол.-мин. наук С.Л.Афанасьев, д-ра геол.-мин. наук Ю.Н. Карогодин, М.В.Рац (сопредседатели), канд. геол.-мин. наук Б.Г.Слепцов (ученый секретарь), канд-ты геол.-мин. наук И.А. Одесский, Ю.Т.Усиков, Я.Е.Шаевич.

В работе конференции приняло участие более 50 специалистов (в том числе один академик, 3 доктора и 25 кандидатов наук) из Москвы, Новосибирска, Ленинграда, Иркутска, Уфы, Красноярска, Свердловска, Харькова, Железнодорожного, Еревана, Днепропетровска, Обнинска.

Цель совещания организаторы видели в том, чтобы:

- 1) обсудить актуальные теоретические вопросы применения математических методов при анализе цикличности в геологии;
- 2) рассмотреть и обсудить конкретные исследования циклов разных классов на геологическом материале, от быстро образующихся пульситов до длительно формирующихся оболочек земной коры как фанерозойских, так и криптозойских;

3) наметить и обсудить планы дальнейших (до 1990 г.) исследований в данном направлении.

Конференцию открыл доцент С.Л.Афанасьев. Всего было заслушано 27 докладов, с которыми выступили И.П.Шарапов, И.А.Одесский, Д.Н.Карогодин, С.Л.Афанасьев, Я.Е.Шаевич, А.В.Лукиянов, В.В.Виньков, И.Г.Щерба, М.А.Левчук, Г.Ф.Букреева, В.И.Леонтьев, Ю.М.Малиновский, Н.И.Кригер, Г.И.Леонтьев, А.С.Тараканов, В.П.Апарин, В.М.Киселев, Е.Д.Сурнина, В.М.Лайкам, М.З.Валитов, В.П.Павлов, В.К.Епишин, В.П.Алексеев, Е.В.Епишин, Н.Г.Коростелева, А.В.Никишин, В.И.Никишин, И.Ю.Курачий, Д.Т.Усиков, Л.А.Смирнов, А.А.Садоян, Н.Е.Сарафян, Я.М.Вайнберг, Г.В.Пасечный, А.С.Смирнова, Ю.И.Кац, В.Б.Нейман, Г.В.Жегалова, Б.П.Середин.

Наиболее интересные доклады прочли И.А.Одесский "Результаты и перспективы применения математических методов при анализе геологической цикличности", Д.Н.Карогодин "Состояние и задачи количественных исследований породно-слоевых ассоциаций с позиций системно-структурного анализа", С.Л.Афанасьев "Мега-, макро-, мезо-, микро-, нано- и пикоциклиты на примере мезозойско-кайнозойских отложений Большого Кавказа", А.С.Тараканов "Циклолитологический анализ угленосных формаций и его прикладные аспекты", А.В.Лукиянов, В.В.Виньков, И.Г.Щерба "Автоколебательная природа ритмичности осадконакопления", Н.И.Кригер "О террасовых рядах", В.К.Епишин, Е.В.Епишин "Геосистема кайнозойских моласс Средней Азии и реконструкция цикличности молассонакопления", Г.В.Жегалова "Цикличность в развитии геосинклинальных систем Камчатки".

Работа конференции проходила в атмосфере творческой активности, свободного обмена мнениями и доброжелательной критики, носившей порой острый характер.

В итоге участники отмечают:

Одним из интереснейших объектов применения математических методов в геологии являются геологические циклы и их вещественное выражение — циклиты. На низких уровнях организации геологических тел циклиты представлены породно-слоевыми ассоциациями. На высоких уровнях организации геологических тел циклиты представлены формациями, формационными рядами, структурными этапами и ярусами, оболочками земной коры.

Принцип цикличности может быть практически использован при изучении породных образований осадочных, вулканогенно-осадочных и изверженных любого возраста и генезиса.

Изучение цикличности наиболее эффективно проводится с использованием математических методов и системного подхода.

Дальнейшее развитие и совершенствование методов анализа цикличности геологических образований ускорит решение проблем геологической корреляции, в том числе продуктивных толщ с залежами нефти, газа, углей, других полезных ископаемых.

Исходя из изложенного, участники совещания решили:

1) Считать проблему геологической цикличности одной из наиболее актуальных в современной геологии.

2) Продолжить разработку проблемы геологической цикличности с применением математических методов и системного подхода, обратив особое внимание на дальнейшее развитие методологических и теоретических основ геоперодичности.

3) Уделить внимание изучению причин перодичности.

4) Для эффективного обмена опытом работы целесообразно проводить аналогичные конференции раз в два года. Очередное совещание провести в г.Москве весной 1984 г. во Всесоюзном заочном политехническом институте.

5) Одобрить деятельность бюро межсекционного семинара по применению математики в геологии Московского общества испытателей природы, заланировавшего издание сборника "Математические методы анализа перодичности в геологии".

6) Просить Научный совет по проблемам геологии и геологии нефти и газа АН СССР заланировать издание сборника трудов и монографий по заслушанным докладам.

7) Поручить М.В.Рацу, Ю.Н.Карогадину, С.Л.Афанасьеву подготовить информацию о работе конференции для печати.

Участники совещания выражают благодарность ректору ВЗПИ профессору С.К.Кантенику, проректорам док. техн. наук В.М.Гудкову, док. техн. наук Ю.Н.Кожевникову, В.М.Попову, членам оргкомитета М.В.Рацу, Ю.Н.Карогадину, С.Л.Афанасьеву, Б.Г.Слепцову, И.А.Одесскому за хорошую организацию проведения конференции.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВОЗРАСТА ПО НАНОЦИКЛИТАМ

Циклит (Ц) - единичный последовательный ряд литологических подразделений, отражающий виток спирали геологического развития, от микрослойков и пульситов до земной коры в целом /4/.

Наночиклит (НЦ) - единичный последовательный ряд слоев (слов), отражающий виток спирали геологического развития продолжительностью от I года до 200 лет.

Геологический возраст в миллионах (тысячах) лет определяется в настоящее время в основном изотопным методом. Опубликовано 811 оценок возраста начала геологических периодов, эпох, веков, фаз. Подавляющая часть их получена с использованием калий-аргонового метода. Разными авторами применялись различные константы распада (табл. I).

Таблица I

Константы	Группы констант						
	I	2	3	4	5	6	7
$\lambda^{40}\text{K}_g + \lambda^{40}\text{K}_e \cdot 10^{-10} \text{год}^{-1}$	0,557	0,584	0,585	0,585	0,575	0,575	0,581
$\lambda^{40}\text{K}_g \cdot 10^{-10} \text{год}^{-1}$	4,72	4,72	4,72	4,72	4,72	4,905	4,962
$^{40}\text{K} \cdot 10^{-2}$	1,19	1,19	1,19	1,18	1,18	1,18	1,167
Литературные источники	/I/	/I,2/	/II/	/I2/	/2/	/IO/	/8,II/

В соответствии с решением, принятым на XXV сессии Международного геологического конгресса (Сидней, 1976), "все публикуе-

мие с 1978 г. данные должны быть рассчитаны с использованием новых ("сиднейских", С.А.) значений констант распада /8/, что было нами выполнено с рабочей точностью до 0,1 миллиона лет (м.л.)*/. Отбор лучших оценок производился статистическим методом с анализом их кучности и тренда по датам публикаций. Из 811 отобраны 399 лучших оценок, по которым рассчитаны средние значения начала и длительности веков и фаз, а также среднеквадратичные отклонения от них (табл.2). При расчете позднемеловых оценок учитывалось также количество квантов седиментации в разрезах Северо-Западного Кавказа, формирующихся за условные отрезки геологического времени – геологические секунды. Длительность смежных веков, граница между которыми не определена изотопным методом, условно принималась одинаковой (дресбачский, франконский, тремпёлионский; индский поленёкский), или использовались данные седиментационной шкалы П.П.Зотова /7/.

Технологию выделения наноциклитов I4-го и I5-го классов (ЦI4 и ЦI5) рассмотрим на примере анализа 5I9 натуральных циклитов червячковой свиты среднего сармата Таманского разреза Северо-Западного Кавказа. Свита представлена в основном (88%) серыми глинами с тонкими прослойками алевролитов (10%) и с одним четырехметровым слоем олистострома (2%). Большая часть слоев (57%) представлена миллиметровыми разновидностями (миллислоями), часто встречаются (28%) сантиметровые (сантислой), реже (15%) – дециметровые слои (децислой)**/. Значительно чаще отмечались прослой глины, последняя цифра мощности которых равна 0 или 5 (соответственно 40 и 44 слоя толщиной от 6 до 95 мм), реже слои, последняя цифра мощности которых равна 1, 3 или 9 (соответственно 4, 4 и 5 слоев), что связано с предпочтительным округлением цифр мощности от 0, 5, 2 и 8 /3/. Введением соответствующих коэффициентов были погашены ошибки округления, после чего была получена полимодальная частотная кривая, на которой на 99%-ном уровне значимости ($Q > 99\%$) выделено четыре максимума со средней мощностью слоев глины 2,22, 7,00, 14,62,

*/ В сборнике приняты сокращения: м.л. – миллионы лет, т.л. – тысячи лет.

**/ Рекомендуется слои (слойки) толщиной меньше миллиметра называть микрослоями (микрослойками), десятиметровые слои – декаслоями, стометровые – гектаслоями, километровые – килослоями.

Таблица 2

Геологический возраст начала и продолжительности веков и фаз

Период	Эпоха	Век	Фаза	Количество датировок	Использовано	Начало века (фазы) и вероятная ошибка, млн. лет		Продолжительность века (фазы) и вероятная ошибка млн. лет	
						1	2	3	4
ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ		Бакинский		1	1	0,68	0,01	0,68	0,01
		Апшеронский		7	3	1,75	0,03	1,07	0,03
НЕОГЕНОВЫЙ	Плиоцен	Акчагыльский		1	0	3,78	0,05	2,03	0,05
		Киммерийский		1	0	6,10	0,07	2,32	0,08
		Понтический		11	4	8,85	0,05	2,75	0,09
	Мiocен	Мэотический		2	2	10,39	0,78	1,54	0,78
		Сарматский		5	5	13,07	0,28	2,68	0,83
		Тортонский		2	1	15,68	0,19	2,61	0,34
		Гельветский		4	3	17,90	0,75	2,22	0,77
Бурдигальский		1	1	21,69	0,26	3,79	0,80		
Аквитанский		24	10	24,00	0,15	2,31	0,30		
ПАЛЕОГЕНОВЫЙ	Олигоцен	Хатский		7	6	32,32	0,17	8,32	0,23
		Рупельский		22	11	36,09	0,17	3,77	0,24
	Эоцен	Приабонский		7	3	40,63	0,29	4,54	0,33
		Бартонский		17	7	44,24	0,16	3,61	0,33
		Лютетский		17	10	50,24	0,12	6,00	0,19
		Ипрский		26	11	54,94	0,08	4,70	0,14
	Палеоцен	Танетский		18	8	60,81	0,29	5,87	0,30
Монтский			21	3	63,06	0,38	2,25	0,48	

Продолжение таблицы 2

2	3	4	5	6	7	8	
Поздняя	Датский	п.	3	0	65,24	0,24	2,18 0,45
	Датский	р.	45	34	66,09	0,11	0,85 0,27
	Маастрихтский	п.	3	2	67,77	0,17	1,68 0,20
	Маастрихтский	р.	30	11	70,76	0,23	2,99 0,28
	Кампанский	п.	4	1	76,10	0,26	5,34 0,35
	Кампанский	р.	30	16	82,58	0,29	6,48 0,39
	Сантонский	п.	3	1	84,61	0,25	2,03 0,38
	Сантонский	р.	28	14	86,15	0,20	1,54 0,32
	Коньякский	п.	3	1	87,11	0,23	0,96 0,30
	Коньякский	р.	28	21	88,31	0,26	1,20 0,35
	Туронский	п.	3	1	90,35	0,23	2,04 0,34
	Туронский	р.	28	13	91,72	0,19	1,37 0,30
	Сеноманский	п.	2	1	93,49	0,19	1,77 0,27
	Сеноманский	р.	34	8	95,18	0,19	1,69 0,27
Ранняя	Альбский		20	7	106,00	0,52	10,82 0,56
	Аптский		15	7	113,0	0,7	7,0 0,9
	Барремский		11	5	119,3	0,8	6,3 1,0
	Готеривский		12	5	126,4	0,9	7,1 1,2
	Валанжинский		10	6	133,4	1,0	7,0 1,3
	Берриасский		29	17	138,2	0,2	4,8 1,0
Поздняя	Титонский		6	3	148,9	1,0	10,7 1,1
	Кимериджский		6	3	155,0	1,4	6,1 1,7
	Оксфордский		6	3	160,5	1,1	5,5 1,8
	Келловейский		6	3	165,3	1,2	4,8 1,6
Средняя	Батский		3	2	170,3	1,4	5,0 1,9
	Байосский		4	3	176,7	0,8	6,4 1,6
	Ааленский		3	1	181,9	1,6	5,2 1,7
Ранняя	Тоарский		4	2	187,6	1,3	5,7 2,0
	Плинсбахский		4	2	195,6	1,4	8,0 1,9
	Синемурский		3	1	201,2	1,7	5,6 2,2
	Геттангский		14	4	205,1	2,6	3,9 1,9

Второе продолжение таблицы 2

I	2	3	4	5	6	7		8	
Т Р И А С О В Ы Й	Поздняя	Рэтский		2	I	215,3	6,2	10,2	5,0
		Норийский		2	2	221,4	4,4	6,1	3,0
		Карнийский		4	2	228,8	3,4	7,4	3,6
	Средняя	Ладинский		2	2	233,1	3,0	4,3	2,1
		Анизийский		4	2	238,7	2,2	5,6	2,8
	Ранняя	Оленёкский			0	0	242,0	2,9	3,3
Индский				17	4	245,3	0,7	3,3	1,6
П Е Р М С К И Й	Средняя	Татарский		3	2	250,3	1,7	5,0	1,9
		Казанский		3	2	257,5	1,8	7,2	2,5
		Уфимский		2	0	260,8	3,1	3,3	1,6
	Ранняя	Кунгурский		4	4	266,5	2,1	5,7	2,8
		Артинский		3	3	274,4	2,2	7,9	3,1
		Саммарский		1	1	280,0	3,4	5,6	2,8
	Ассельский		17	7	287,1	1,0	7,1	3,5	
К А М Е Н Н О Т О Л Ъ Н Ы Й	Поздняя	Гжелский		0	0	295,2	3,6	8,1	3,7
		Касимовский		5	5	300,8	1,6	5,6	2,7
	Средняя	Московский		1	1	308,0	3,7	7,2	3,6
		Башкирский		5	4	316,8	2,5	8,8	4,4
	Ранняя	Наморский		4	3	326,0	3,7	9,2	4,4
		Визейский		2	1	342,6	2,9	16,6	4,7
Турнейский			18	6	353,9	1,7	11,3	3,4	
Д Е В О Н С К И Й	Поздняя	Фаменский		2	1	361,1	2,1	7,2	2,7
		Франский		5	2	369,4	2,2	8,3	3,1
	Средняя	Киветский		1	0	374,7	4,5	5,3	2,6
		Эйфельский		5	4	380,9	3,4	6,2	3,1
	Ранняя	Эмский		2	1	386,2	6,8	5,3	2,6
		Зигенский		2	1	392,1	4,7	5,9	2,9
Мединский			19	11	398,0	0,7	5,9	2,9	

1	2	3	4	5	6	7		8	
СИЛУРГСКИЙ	Поздняя	Даунтонский Лудловский		1 2	0 2	407,6 414,4	4,9 5,0	9,6 6,8	4,7 3,4
	Ранняя	Венлокский Лландоверрий- ский		1 19	0 14	425,1 434,5	5,1 1,5	10,7 9,4	5,3 4,6
ОРДОВИКСКИЙ	Поздняя	Ашгильский Карадокский	п.	2 2	0 0	444,9 452,2	5,4 5,4	10,4 7,3	5,1 3,6
	Средняя	Карадокский Лландейльский Лланвирский	р.	2 2 3	1 1 2	459,4 466,9 479,3	6,6 5,6 6,1	7,2 7,5 12,4	3,6 3,7 6,1
	Ранняя	Аренигский Тремадокский		2 19	0 8	494,3 504,0	6,0 2,4	15,0 9,7	7,4 4,8
КЕМБРИЙСКИЙ	Поздняя	Тремпёлион- ский Франконский Дресбачский		0 0 5	0 0 4	509,2 514,3 519,5	6,1 6,2 2,9	5,2 5,1 5,2	2,5 2,5 2,5
	Сред- няя	Майский Амгинский		0 5	0 4	532,3 546,0	6,4 1,9	12,8 13,7	6,3 6,7
	Ран- няя	Ленский Алданский		0 17	0 5	558,6 570,3	6,7 2,8	12,6 11,7	6,2 5,8

р. - ранняя, п. - поздняя фаза.

24,73 мм с интервалами между ними, равными 2,22, 4,78, 7,62, 10,01 мм. Нетрудно заметить, что соотношение этих интервалов пропорционально числам 1, 2, 3 и 4. Поэтому сами максимумы рассматриваются как единичные (монады), строенные (триады), шестерянные (гексады) и десятитеренные (декады) элементарные слои со средней мощностью $(2,46 \pm 0,04 t)$ мм, где t - квантиль нормального распределения. Из табл. 2 находим начало и конец сар-

матского века: $13,07 \pm 0,28 \text{ т}$ и $10,39 \pm 0,78 \text{ т}$ м.л., а также его продолжительность $2,68 \pm 0,83$ м.л. Зная суммарную мощность глин сармата дочерьячковых (440 м), червячковых (148 м) и после-червячковых (200 м), определим геологический возраст изучаемых отложений $T_0 = 9,52 - 12,13$ м.л. с ошибкой, не превышающей 5%; среднюю скорость седиментации червячковых глин - 294 мкм/год и общую точность, равную 3,5%. Длительность образования элементарного слоя (элеслоя) глин получается равной $P_1 = 7,8 - 8,9$ годам с ошибкой, не превышающей 5%. По табл. 3 находим, что 2,5-миллиметровые элеслои соответствуют второму элементу циклитов (П ЭЦ) I5-го класса.

Составим статистику количества слоев червячковых глин на сантиметровой шкале (от I до 10 см) с шагом 2,5 мм, равным средней мощности элеслоев I5-го класса, и частотную кривую, на которой на высоком уровне значимости ($Q > 99,95\%$) четко выделяются четыре максимума - 13,50, 26,25, 39,38 и 64,77 мм с интервалами между ними, равными 13,50, 12,75, 13,13 и 25,34 мм. Нетрудно заметить, что последний из них примерно вдвое крупнее первых. Сами максимумы рассматриваются как единичные (монады), двоянные (диады), строенные (триады) и спятеренные (пентады) элеслои I4-го класса (на класс выше, чем элеслои I5-го класса) со средней мощностью ($13,31 \pm 0,12 \text{ т}$) мм и длительностью образования $P_2 = 42,4 \div 48,2$ года с ошибкой, не превышающей 5%. В рассмотренном примере для $T_0 = (11,320 \pm 0,655 \text{ т})$ м.л. по Ц16 и Ц15 с учетом непрерывных дробей $(2; x)$ и $(2; 7, 1, x)$ получены две оценки $S_1 = 2,1195 \pm 0,0040 \text{ т}$ и $S_2 = 2,125338 \pm 0,000010 \text{ т}$.

Аналогичным методом были определены наноциклиты I4-го, I5-го и I6-го классов в среднекаменноугольных отложениях угленосной свиты S_2^6 Изваринского разреза Донбасса (25I Ц), нижнеяваленских отложениях флишевой формации Фийского разреза Дагестана (I050 Ц), нижнетуронских известняках верхнеананурской подсвиты (458 Ц), нижнеконьякском флише третьей подсвиты натухайской свиты (29 Ц) и нижнесантонских известняках пемесской подсвиты Андреевского разреза (II7 Ц), а также олигоценовых глинах хостинской свиты Псахского разреза Северо-Западного Кавказа (48I Ц).

В итоге анализа 2905 Ц получено 17 оценок длительности Ц14, Ц15 и Ц16, которые были пересчитаны с учетом соответствующих непрерывных дробей на единую оценку S , изменяющуюся от

Таблица 3

Уровни организации, геологические циклы, геохронологические и стратиграфические подразделения
Составил С.Л.Афанасьев (1982) по данным Н.Б.Вассоевича, В.В.Мейнера, В.Е.Хаина и др.

Уровни организации	Циклы		Средняя продолжительность циклов	Геохронологические подразделения (геологическое время)	Стратиграфические подразделения							
	Типы	Классы			Циклиты		Литомы	Биомы	Магнитные интервалы			
					Типы	Классы						
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10			
ОБОЛОЧКИ	МЕГА	1	4,8 ^{млрд.} лет	История Земли Мегахрон Эон Эра	Мега,	1	Земная кора	Мегатема				
		2	1,5 ^{млрд.} лет			2				Оболочка земной коры	Акротема	
		3	600 ^{млн.} лет			3				Структурный этаж	Зонотема	Эон
		4	210 ^{млн.} лет			4				Структурный ярус	Эратема	Эра
			190 млн.лет									
ФОРМАЦИИ	МАКРО	5	58 млн.лет	Период Эпоха Век	Макро,	5	Комплекс	Система	Период			
		6	14 млн.лет			6				Серия	Отдел	Эпоха
		7	3,7 млн.лет			7				Свита	Ярус	Век
ПЛАЧКИ	МЕЗО	8	800 тыс.лет	Фаза Пора Геоминута	Мезо,	8	Подсвита (субсвита)	Зона	Фаза			
		9	190 тыс.лет			9				Пачка	Звено	Пора
		10	40 тыс.лет			10				Подпачка (субпачка)	Событие	Событие

2,12 до 2,87 в интервале от 11,2 до 306,5 м.л. Эти данные с учетом точности определения S_1 и T_1 позволили построить по методу наименьших квадратов формулу: $S = (I - 0,0000875 T) / (0,47493 - 0,000443 T)$ (1), где T - геологический возраст в миллионах лет. Эта формула в пределах точности расчета соответствует формуле: $S_0 = (I,00004775611 - 0,000083232 T) / (0,47450709715 - 0,000438T)$ (2), все параметры которой заимствованы из астрономического справочника /9/: в числителе - длительность аномалистического года, в знаменателе - продолжительность половины драконического года.

Сходимость формул (1) и (2) позволяет сделать выводы:

1) астрономические параметры формулы (2) применимы для расчета величины S , по крайней мере, для $T < 306,5$ м.л.;

2) сиднейские константы позволили составить табл. 2, данные которой не противоречат оценкам S по современным астрономическим параметрам;

3) анализ наноперитов I4-го, I5-го и I6-го классов позволяет по величине S определять геологический возраст изученных отложений с высокой точностью;

4) целесообразно в формуле (1) заменить два эмпирических параметра: I на $I,00004775611$ и $0,47493$ на $0,47450709715$, после чего формула (1) приобретает вид:

$$S = (I,00004775611 - 0,000137T) / (0,47450709715 - 0,000456T) \quad (3).$$

Наряду с Ц14, Ц15, Ц16 часто встречаются нанопериты I7-го класса, связанные с сезонной (годовой) седиментацией.

Пример I. В олигоценовых отложениях дусинской свиты в Уклинском разрезе Украинских Карпат изучен образец ясельского глинистого известняка с горизонтально микрослойчатой текстурой, обусловленной чередованием коричневых слоев алевролитических мергелей первого элемента цикла (I ЭЦ) со светлокоричневыми слоями глинистых известняков второго элемента цикла (II ЭЦ). С помощью окуляра-микрометра измерено 202 пары слоев, или натуральные Ц17-го класса. На диаграмме состав-мощность большинство циклов образуют основную группу - монады, или элециклы I7-го класса со средней мощностью от 0,13 мм в циклах, где I ЭЦ = 0, до 0,18 мм в циклах, где II ЭЦ = 0. Наряду с ней обнаружены группы из 42 диад, 13 триад, одной тетрады, двух пентад и четырех циклов, включающих от 8 до 33 элециклов I7-го класса. Таким образом, на 52,6 мм слоя ясельского известняка приходится 362 Ц17 со средней мощностью 145 мкм. Суммарная мощность

олигоценых отложений Украинских Карпат составляет 1950 м, средняя продолжительность олигоцена (табл. 2) — 12,09 м.л., а средняя скорость седиментации — 161 мкм/год. Примерное совпадение средней мощности элекциклитов I7-го класса со средней скоростью седиментации свидетельствует о том, что длительность образования элекциклита I7-го класса равна одному году. Геологический возраст ясельских известняков по табл. 2 с учетом мощности доясельских и послелясельских олигоценых отложений $T = (33,92 \pm 0,33 \text{ т})$ м.л.

По изменчивости состава ЦI7 в рассматриваемом слое ясельского известняка выделено 102 натуральных ЦI6, из них 97, включающие по 2–5 ЦI7, имеют распределение, не отличающееся от распределения Пуассона с параметром $\lambda = 1$, что свидетельствует о том, что все они принадлежат к группе случайных циклитов.

Рассмотрим модель случайного процесса, связанного с чередованием нормально распределенных случайных чисел /5/. Среди 2500 случайных чисел выделено 834 цикла (от одного максимального значения до следующего в последовательном ряду случайных чисел), в том числе в объеме 2, 3, 4, 5, 6, 7 и 8 подряд расположенных чисел соответственно: 327, 286, 149, 50, 15, 4 и 3 цикла. Распределение указанных частот не противоречит распределению по закону Пуассона с параметром $\lambda = 1$. Другими словами, в серии случайных нормально распределенных чисел "длительность цикла", уменьшенная на две единицы, распределена по закону Пуассона при $\lambda = 1$.

Для того, чтобы освободиться от случайных циклитов, генерализуем все натуральные циклиты I6-го класса, равные 2 и 3 ЦI7. Получим статистику 48 ЦI6, включающих от 4 до 10 ЦI7, которая в первом приближении не противоречит нормальному распределению. При этом один ЦI6 = 6,09 ЦI7 = 6,09 годам. Методом последовательных приближений к наилучшему соответствию нормальному распределению была определена средняя оптимальная продолжительность элекциклита I6-го класса, равная $(5,83 \pm 0,26 \text{ т})$ годам.

После генерализации всех слоев до ЦI6 по вариации их состава выделено 16 натуральных ЦI5, основная часть которых имеет распределение, которое не противоречит распределению Пуассона с параметром $\lambda = 1$, т.е. соответствует случайным ЦI5. Для того чтобы освободиться от них, генерализуем все натуральные ЦI5, равные 4–18 ЦI7, или 2–3 ЦI6. Получим 10 ЦI5, включающие от 23 до 46 ЦI7. Средняя продолжительность образования элементарного циклита I5-го класса равна $(34,4 \pm 2,0 \text{ т})$ годам.

В рассмотренном примере для $T_0 = (33,89 \pm 0,33 \text{ т})$ м.л. по Ц16 и Ц15 с учетом соответствующих непрерывных дробей получены две оценки S : $S_I = 2,1715 \pm 0,0074 \text{ т}$ и $S_2 = 2,167464 \pm 0,000044 \text{ т}$.

Пример 2. Гораздо чаще с горизонтально микрослойчатой текстурой встречаются слои алевролитов и песчаников. Рассмотрим шесть таких слоев из верхнемаастрихтской снегурёвской свиты Западно-Озерекинского разреза Северо-Западного Кавказа. Здесь наблюдается чередование слоев крупнозернистого алевролита со слоями мелкозернистого. Первые являются более устойчивыми по отношению к денудации и поэтому образуют на обнажении ребрышки, хорошо заметные при косом освещении. Измерение слоев производилось с помощью лупы и белой линейки с делениями через 0,8 мм с точностью записи до 0,04 мм. Всего измерена 601 пара слоев, большая часть которых на диаграмме состав-мощность (или I ЭЦ - II ЭЦ) соответствует элекклитам I7-го класса. Кроме них обнаружены 33 диады, 12 триад, 2 тетрады, одна пентада, одна септада и один Ц, включающий 17 элекклитов I7-го класса. По изменению толщины слоев выделено 144 натуральных Ц16, которые содержат по 2, 3, 4, 5, 6, 7 и 8 элекклитов I7-го класса соответственно в 32, 39, 36, 16, 14, 6 и 1 Ц16. Указанная статистика противоречит распределению Пуассона с параметром $\lambda = 1$ и противоречит нормальному распределению. Допуская, что она содержит смесь указанных распределений, методом последовательного приближения выделены 70 случайных Ц16, распределение которых точно соответствует распределению Пуассона с параметром $\lambda = 1$, и 74 Ц16, распределение которых не противоречит и лучше всего соответствует нормальному распределению. Средняя продолжительность элементарного Ц16 равна $(4,47 \pm 0,17 \text{ т})$ года. Генерализация случайных Ц16 позволяет использовать всю совокупность Ц16, средняя продолжительность которых получается равной $(4,36 \pm 0,14 \text{ т})$ года.

Генерализовав все мелкие циклиты до Ц16, по изменчивости мощности слоев выделим 25 натуральных Ц15. Это распределение не противоречит распределению Пуассона с параметром $\lambda = 1$ ($Q > 40\%$), но еще лучше оно соответствует нормальному распределению ($Q > 99,5\%$), что свидетельствует об отсутствии случайных Ц. Средняя длительность элементарного Ц15 здесь равна $(14,51 \pm 0,71 \text{ т})$ года.



Генерализовав все Ц до Ц15, по изменчивости мощности слоев выделено 12 натуральных Ц14. Их распределение не противоречит распределению Пуассона с параметром $\lambda = 1$ ($Q > 10\%$), но ближе совпадает с нормальным распределением ($Q > 95\%$). Поиск лучшего соответствия нормальному распределению завершился определением средней продолжительности элементарного Ц14, равной $(30,1 \pm 1,4 \text{ т})$ годам.

Таким образом, для $T_0 = (66,93 \pm 0,14 \text{ т})$ м.л. по Ц16, Ц15 и Ц14 определены с учетом соответствующих непрерывных дробей три значения S : $S_1 = 2,2294 \pm 0,0062 \text{ т}$, $S_2 = 2,24577 \pm 0,00020 \text{ т}$, $S_3 = 2,2309638 \pm 0,0000084 \text{ т}$.

Аналогичным методом были определены наноциклиты 14-го, 15-го и 16-го классов, а также величины S в среднекембрийской тройцкой пачке каменной соли Канско-Тасеевского района /6/ (559 Ц), живецких и нижнефранских отложениях Второго Баку (97 Ц), туронско-сантонских известняковых алевролитах ананурской, керкетской, натухайской и гениохской свит Андреевского разреза (1282 Ц), кампанских известняковых алевролитов ахейской и пенайской свит Шесхарикского разреза (372 Ц), верхнекампанских и датских алевролитов свит мысхако и навагирской Мысхаковского разреза (370 Ц), маастрихтско-датских алевролитов и песчаников свит Лихтеровской, васильевской, навагирской, анапской и циде Западно-Озережйинского разреза (2807 Ц), датских алевролитов анапской свиты Лиманчикского разреза (567 Ц), датских и палеоценовых алевролитов и песчаников свит циде и Горячего Ключа Анапского разреза (330 Ц) Северо-Западного Кавказа; туронского известнякового алевролита свиты маргалитис-кдде Ксанского разреза Чиаурского прогиба Грузии (180 Ц). Всего по 7313 изученным натуральным циклитам кембрия - олигоцена вычислено 66 пар значений S и T , по которым с учетом точности их определения по методу наименьших квадратов была рассчитана формула: $S = (I - 0,00042I T) / (0,46967 - 0,0005373 T)$ (4), она так же, как и (1), примерно соответствует (2).

Сходимость формул (4) и (2) позволяет сделать выводы:

1) астрономические параметры (2) применимы для расчета величин S , по крайней мере, для $T < 532$ м.л.; 2) данные табл. 2 не противоречат оценкам S по наноциклитам; 3) пары микрослоев в алевролитах и песчаниках с горизонтально микрослойчатой текстурой соответствуют в основном годичным наноциклитам 17-го класса; 4) анализ Ц14, Ц15, Ц16 позволяет по величине S опре-

делять геологический возраст изучаемых отложений с высокой точностью; 5) целесообразно заменить в (4) два эмпирических параметра: I на I,000047756II и 0,46967 на 0,474507097I5, тогда после соответствующего пересчета формула (4) приобретает вид:
$$s = (I,000047756II - 0,0000797T)/(0,474507097I5 - 0,000442T) \quad (5).$$

Сходимость (I) и (2), (4) и (2), а также (I) и (4) позволяет объединить (I) и (4) в (6):

$$s = (I - 0,00408T)/(0,47007 - 0,0005358T) \quad (6).$$

Произведя замену I на I,000047756II, 0,47007 на 0,474507097I5, получим:

$$s = (I,000047756II - 0,00008355T)/(0,474507097I5 - 0,00044I8T) \quad (7).$$

Сравнивая (7) и (2), находим, что коэффициент 0,00008355 больше, чем 0,000083232, на 0,85%, а параметр 0,00044I8 превышает 0,000438 всего на 0,38%, что находится в пределах точности определения как параметров (7), так и параметров (2), и свидетельствует о применимости (2) для расчета наноциклов фанерозоя, а также о том, что ЦI6, ЦI5 и ЦI4 фанерозоя связаны с сизигийно-перигелиевыми циклами.

Таким образом, кванты седиментации образуются в результате медленного, частица за частицей, точнее пеллетта за пеллеттой, накопления безалевритистых лутитовых отложений и раковинок отмирающих микроорганизмов между двумя "революционными" моментами геологического развития, например между двумя сейсмическими толчками, приводящими к образованию обвалов, оползней, перерастающих в мутевые потоки, крупными паводками и т.д. Сейсмические толчки вызываются прерывистой разгрузкой непрерывно накапливающихся в верхних оболочках Земли напряжений в связи с изменением ее структуры и объема. "Спусковым крючком" сейсмических толчков служат приливные воздействия на земную кору и мантию Земли, Луны и Солнца, усиливающиеся в моменты совпадения усилий этих космических тел во время новолуний и полнолуний, которые астрономы называют сизигиями. Последние иногда сопровождаются солнечными и лунными затмениями. Поскольку плоскости, в которых происходит движение Земли вокруг Солнца и Луны вокруг Земли, не параллельны и пересекаются в двух точках - узлах орбиты, "промежуток времени между двумя группами затмений в среднем равен половине синодического (затменного, или дра-

конического, С.А.) обращения Солнца относительно узлов лунной орбиты" /9/. Половина драконического года равна $173,3100155 + 0,000016 T^*$ дней, или $0,47450709715 - 0,000438 T$ тропического года, где T^* - количество юлианских столетий, начиная с 1900 года, а T - геологическое время в миллионах лет.

Поскольку Земля движется по эллиптической орбите вокруг Солнца, происходит существенное, на миллионы километров, изменение ее расстояния от звезды. Во время перигелиев - моментов, когда Земля расположена ближе всего к Солнцу, - увеличивается амплитуда солнечных приливов в земной коре. Промежуток времени между двумя последовательными прохождением Земли через перигелий называется аномалистическим годом, его продолжительность равна $365,25964134 + 0,00000304 T^*$ дней, или $1,00004775611 - 0,00008323 T$ тропического года.

Обозначим буквой S отношение продолжительности аномалистического года к длительности половины драконического года.

$$S = (1,00004775611 - 0,00008323T) / (0,47450709715 - 0,438T) \quad (2).$$

В настоящее время при $T = 0$ $S_0 = 2,1075506818$. Десятичную дробь можно разложить в непрерывную, $S_0 = (2; 9, 3, 2, 1, 4, 6 \dots)$.

В первом приближении $S_0 = (2; \dots) = 2,11\dots \approx 2,11/1,00$. Другими словами, в среднем на каждый аномалистический год приходится 2,11 половинок драконического года. Или еще конкретнее: вследствие совпадения сизигиев с перигелиями каждый год под воздействием Луны и Солнца генерируются максимальные приливы в земной коре, и именно в эти моменты, в начале января или конце декабря каждого года, в новолуние и полнолуние, генерируются максимальные приливы в земной коре; в эти моменты наиболее вероятно образование сейсмических толчков со всеми вытекающими последствиями.

Во втором приближении $S_0 = (2; 9 \dots) = 2 + 1/9,298\dots \approx 19,6/9,3$. Другими словами, в среднем на каждые 9,3 аномалистических года приходится 19,6 половинок драконических лет; каждые 9,3 года под воздействием Луны и Солнца генерируются максимальные приливы в земной коре; именно в эти моменты наиболее вероятно образование сейсмических толчков. Небезынтересно отметить совпадение вычисленной цикличности с эмпирическими периодами изменения численности канадской рыси (9,6 года), атлантического лосося (9,6 лет). "Численность зайца-беляка в Канаде, земляных клопов в Иллинойсе, куниц, филинов и соколов также до-

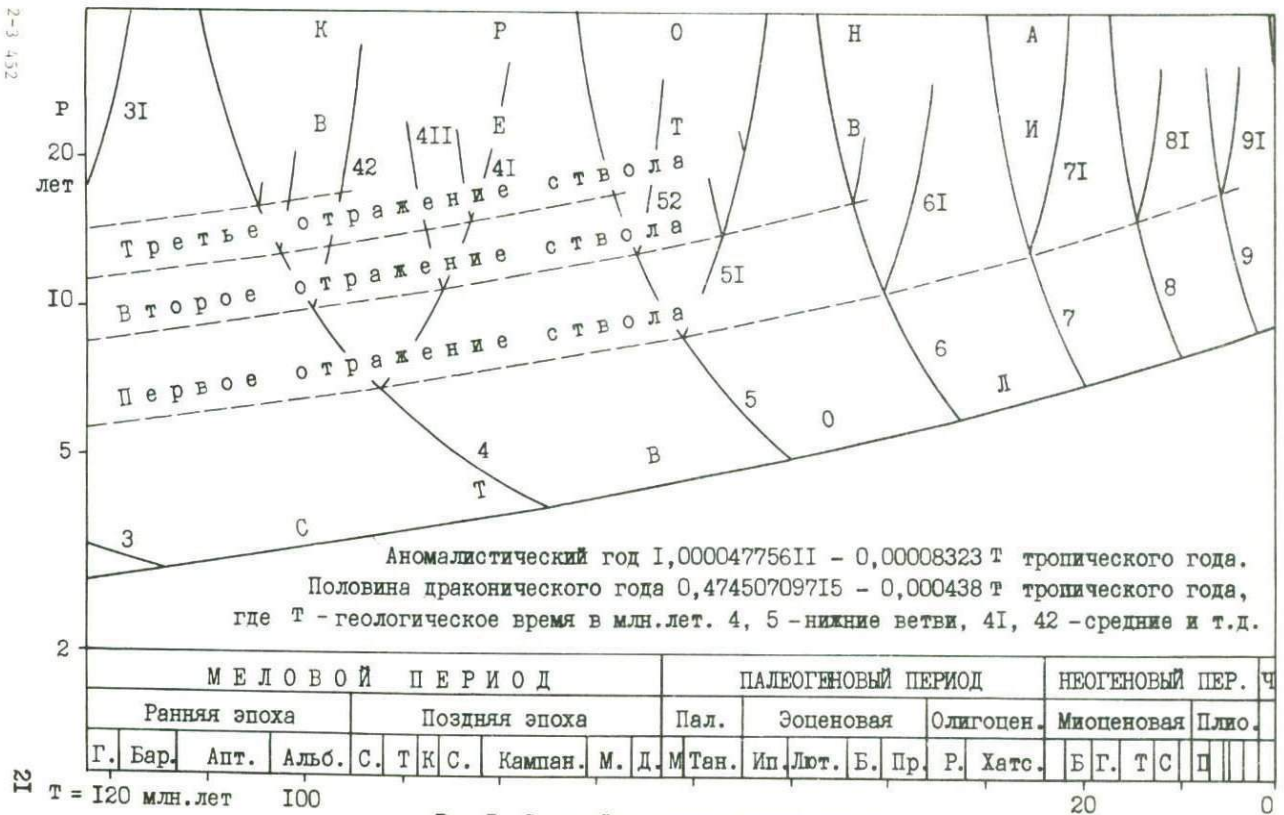


Рис. I. Сизигийно-перигелиевые циклы

стигает своего максимума через каждые 9,6 года. То же самое относится и к среднему урожаю пшеницы в Соединенных Штатах и, наконец, к распространенности болезней сердца в Новой Англии" (Уорд, 1978).

В третьем приближении $S_0 = (2; 9, 3 \dots) \approx 63,4/31,2$. Другими словами, в среднем каждые 31,2 года наблюдаются максимальные величины приливов в земной коре, что совпадает с периодичностью сильных землетрясений (34,5 года), а также с тридцатипятилетними бронневровскими периодами.

В четвертом приближении $S_0 = (2; 9, 3, 2 \dots)$, в пятом $S_0 = (2; 9, 3, 2, 1 \dots)$, в шестом $S_0 = (2; 9, 3, 2, 1, 4 \dots)$ и т.д.

Естественно, что для разных отрезков геологической истории были получены разные спектры генерируемых на Земле под воздействием Луны и Солнца сизигийно-затменно-перигелиевых циклов (рис. 1). На рис. 1 хорошо видны циклы, полученные при "вторых приближениях". Они образуют нижнюю наклонную линию, или "ствол". Длительность этих циклов изменяется от двух лет на границе триаса и юры до 9,3 лет в настоящее время. Циклы, полученные при "третьих приближениях", образуют "первые ветви" (на рис. 1 цифры 3, 4, 5, 6...). Циклы, полученные при "четвертых приближениях", образуют "вторые ветви" (цифры на рис. 1: 4I, 42, 43... 5I, 52...). Циклы, полученные при "пятых приближениях", образуют "третьи ветви" (4II, 4I2 ...) и т.д. Расчет сизигийно-перигелиевых циклов проводился нами на ЭВМ ЭС-1022 через каждые 0,1 м.л. для интервала от 0 до 600 м.л.

Проведенный расчет может быть использован для определения геологического возраста по наноциклитам. Поясним это на примере анализа образцов алевролитов и песчаников навагирской свиты Западно-Озере́йкинского разреза, где на 95%-ном уровне значимости получены оценки: $T_{1,2} = 65,49 - 66,29$ м.л., $T_{3,4} = 65,72 - 66,47$ м.л., $P_1 = 4,12 - 4,37$ лет, $P_2 = 13,24 - 14,58$ лет, $P_3 = 48,55 - 60,83$ года, $P_4 = 57,54 - 77,07$ года. На рис. 2 находим, что в середине прямоугольника, ограниченного параметрами T_1 и P_1 , расположена единственная кривая ("ствол"), вычисленная по (2). Такая же картина наблюдается и в средней части поля (T_2, P_2). При этом вычисленные по (2) кривые не пересекают линий, ограничивающих интервалы P_1 и P_2 , что свидетельствует

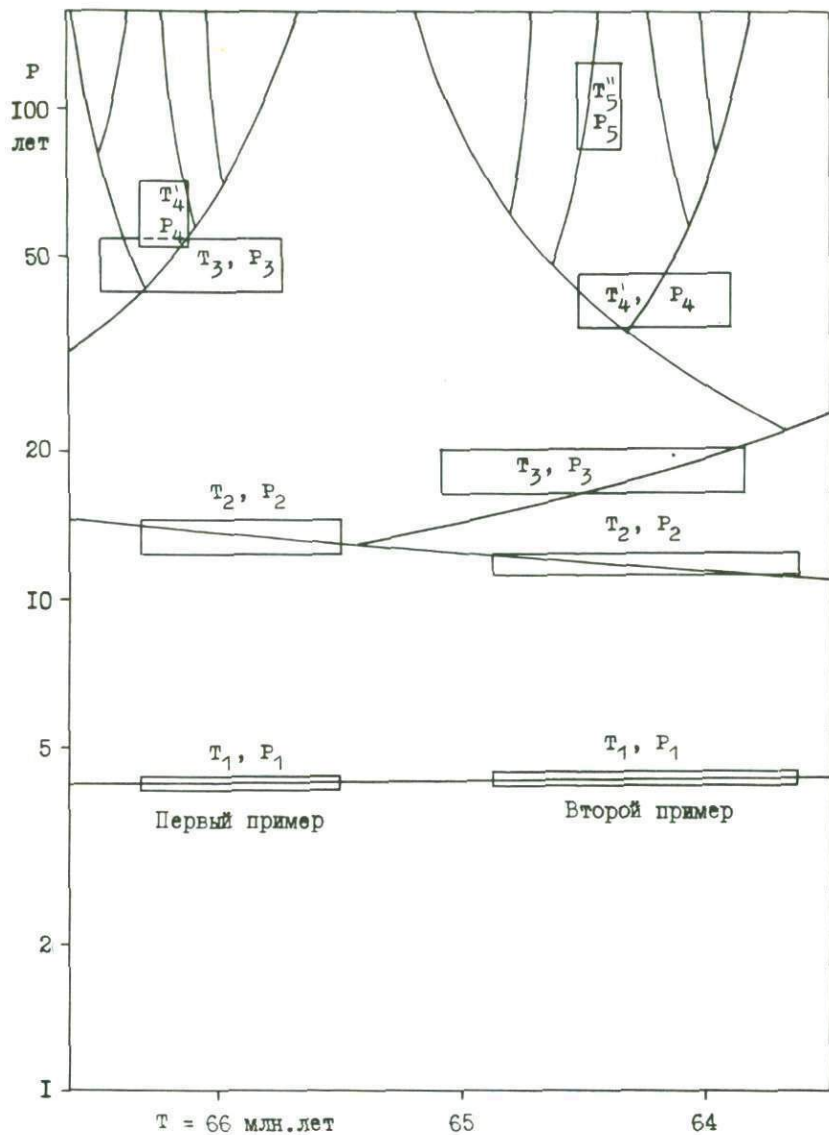


Рис.2. Примеры определения геологического возраста по наноциклитам

о совпадении оценок геологического возраста по НЦ с начальными оценками по нестабильным элементам. Иная картина наблюдается в поле (T_3, P_3), в левой части которого проходят две ветви кривых, вычисленных по (2): правая — основная, определяемая непрерывной дробью (2; 4, 3, x) и левая, ответвляющаяся от нее (2; 4, 3, 2, x), при этом основная ветвь пересекает пределы лимитированного поля по P_3 . Крайние точки этих пересечений со значениями $T_3^* = 66,09 - 66,29$ м.л. позволяют сузить возрастной интервал T_3 в четыре раза, т.е. уточнить геологический возраст в четыре раза. В правой части поля (T_4, P_4), где $T_4^* = T_3^* = 66,09 - 66,29$ м.л., проходит одна ветвь (2; 4, 3, 3, x), пересекающая верхнюю линию P_4 при $T_4^{**} = 66,12$ м.л. На 95%-ном уровне значимости геологический возраст изучаемого слоя навагирской свиты определяется как 66,09 — 66,12 м.л. Точность возрастает по сравнению с табл. 2 в 13 раз.

Другой пример. Изучены образцы алевролита с горизонтально микрослойчатой текстурой из верхнедатских отложений того же разреза. На 95%-ном уровне значимости получены оценки: $T_{1,2}^* = 63,60 - 64,86$ м.л., $T_{3,4}^* = 63,82 - 65,08$ м.л., $T_5^* = 63,84 - 65,10$ м.л., $P_1 = 4,18 - 4,50$ года, $P_2 = 11,18 - 12,34$ года, $P_3 = 16,04 - 20,11$ года, $P_4 = 35,68 - 45,65$ года, $P_5 = 82,07 - 124,43$ года. На рис. 2 в поле (T_1, P_1) проходит одна кривая, которая не пересекает границ P_1 . В поле (T_2, P_2) также расположена одна кривая, но она пересекает нижнюю границу P_2 при $T_2^* = 63,82$ м.л., что позволяет уточнить геологический возраст до $T_2^* = 63,82 - 64,86$ м.л., примерно на 20%. В поле (T_3, P_3) также расположена единственная кривая, но она пересекает обе границы P_3 в точках, где $T_3^* = 63,88 - 64,50$ м.л., что уточняет геологический возраст в два раза. В поле (T_4, P_4), где $T_4^* = T_3^*$, расположено две кривых: основная (2; 4, 2, I, x) и ответвляющаяся от нее (2; 4, 2, I, I, x). Основная ветвь пересекает нижнюю границу P_4 при $T_4^{**} = 64,32$ м.л., что позволяет уточнить геологический возраст до $T_4^{**} = 64,32 - 64,50$ м.л., в семь раз по сравнению с T_4 . Поле (T_5^*, P_5), где $T_5^* = T_4^{**}$, пересекает две кривых: основная (2; 4, 2, I, 2, x) и ответвляющаяся от нее (2; 4, 2, I, 2, I, x). Основная ветвь пересекает обе границы P_5 при $T_5^{***} = 64,42 - 64,48$ м.л., что позволяет уточнить геологический возраст в 21 раз.

Точность определения геологического возраста зависит от количества изученных наноциклитов. Например, в четырех расчетах, включающих по 30-50 пар микрослойков в каждом, точность определения возраста по НЦ (η_I) на порядок ниже точности традиционных методов - изотопного и седиментационного (η_0). Дополнение к традиционным методам анализа НЦ точности определения геологического возраста не повышает. Другая группа из 11-ти расчетов по 60-280 пар микрослойков в каждом сопровождается высокой точностью η_I , всего лишь на треть уступающей точности η_0 . При комплексном использовании всех методов точность возрастает почти в полтора раза. Но наибольший эффект наблюдается в третьей группе из девяти расчетов по 300-900 парам микрослойков в каждом и (или) при наличии хотя бы одного слоя, включающего не менее 120 НЦ. Здесь $\eta_I \approx \eta_0$, а при комплексном использовании всех методов точность определения геологического возраста увеличивается в среднем почти на порядок - в семь раз. Таким образом, при использовании метода определения геологического возраста по наноциклитам количество изучаемых пар микрослойков должно быть не меньше 60. Желательно, чтобы их было больше 300.

Л и т е р а т у р а

1. Афанасьев Г.Д. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 3, с.160-164. - 2. Афанасьев Г.Д., Зыков С.И. Геохронологическая шкала фанерозоя в свете новых значений постоянных распада. М., Наука, 1975, 100 с. - 3. Афанасьев С.Л. Бюлл.МОИП, отд. геол., 1968, т.43, вып.1, с.150. - 4. Афанасьев С.Л. В сб.: Геоцикличность. Ин-т геол. и геофиз. Сиб.отд. АН СССР, Новосибирск, 1976, с.100 - 117, вкладка. - 5. Большев Л.Н., Смирнов Н.В. Таблицы математической статистики. М., Наука, 1965, 464 с. - 6. Жарков М.А., Жаркова Т.М. В кн.: Сравнительный анализ осадочных формаций. Тр. Ин-та геол. и геофиз., вып.83. М., Наука, 1969, с.7-79. - 7. Зотов П.П. В сб.: Происхождение и история Земли. Алма-Ата, 1972, с.180-194. - 8. Применение единных значений констант распада в геохронологии. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 11, с.148. - Стремгрен Э., Стремгрен Б. Астрономия. М.-Л., Гос.изд-во техн.-теор.литер., 1941, 576 с. - 10. Armstrong R.L. In: Contrib. Geol. Time Scale. Int. Geol. Congr., Sydney, 1976. Tulsa, Oklahoma, 1978, pp.73-91. - 11. Dalrymple G.G. In: Calibration of Homeward Evolution. Bishop W.W., Miller J.A.,

Ю.Н.Карогодин, В.И.Леонтьев, Г.Ф.Букреева

**ИССЛЕДОВАНИЕ ПОРОДНО-СОЛЕВЫХ АССОЦИАЦИЙ НЕОГЕНОВЫХ МОЛАСС
ФЕРГАНСКОЙ ВПАДИНЫ МЕТОДАМИ СИСТЕМНО-СТРУКТУРНОГО И
СТАТИСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗОВ НА ПРИМЕРЕ РАЙОНА ТАШ-КУМЫР**

В Ферганском бассейне скопления нефти могут быть обнаружены по всему разрезу мезозойских и кайнозойских отложений. Морские третичные отложения изучены на таком высоком уровне, что вполне удовлетворяют запросам геологов и разведчиков. В ином положении находятся неогеновые континентальные молассы, которые долгое время не привлекали к себе должного внимания. В последние годы накоплен богатый фактический материал, издание и систематизация которого позволят охарактеризовать нефтегазоносность этих отложений. Сравнительно небольшие глубины залегания продуктивных горизонтов неогена, стратиграфические несогласия между палеогеновыми и неогеновыми отложениями, наличие разрывных нарушений создают благоприятные условия для миграции нефти из нижележащих горизонтов и концентрации в неогеновых толщах. Кайнозойские молассы Ферганского бассейна, безусловно, представляют резерв добычи и наращивания запасов нефти и являются интереснейшим объектом для изучения. Применение же методики системно-структурного анализа породно-слоевых ассоциаций (СА ПА) для анализа кайнозойских моласс Ферганской впадины позволит детально изучить внутреннюю структуру моласс, расчленить и скоррелировать разрезы, чтобы затем выявить закономерности размещения резервуаров нефти и газа.

Расчленение неогеновых моласс Ферганской впадины в значительной степени затруднено, так как отложения подобного типа, как известно, плохо охарактеризованы остатками фауны и флоры.

В данной статье даны предварительные результаты исследования естественных обнажений в районе пос. Таш-Кумыр, проведенного в 1981 году методом СА ПА с последующей статистической обра-

боткой фактического материала на ЭМ серии ЕС. В качестве объекта исследования служили элементарные* циклиты (ЭЦ), слагающие разрез.

Мощность описанных отложений по 18 обнажениям составила 1486 м. Они представлены породами массагетского (кирпично-красная и бледно-розовая свиты) и бактрийского ярусов (тагапская и анджанская свиты), залегающими на палеогеновых отложениях с несогласием. Границы между крупными геологическими подразделениями (ярусами, свитами) устанавливались с помощью СА ПА. Применение статистического анализа позволило не только количественно подтвердить выделенные границы, но и получить более детальное расчленение разреза, анализ которого помогает выявить динамику цикличности осадконакопления как в укрупненном виде, так и более детально, внутри условно однородных участков.

Общее число ЭЦ, выделенных методом СА ПА, составило 458. Классификация породных слоев производилась по 20 видам в соответствии с имеющейся классификацией обломочных пород по размеру частиц. Исходными данными при статистической обработке служили мощности породных слоев, слагающих ЭЦ.

На первом этапе была применена методика статистического расчленения разреза, предложенная Д.А. Родионовым /2, 3/. Она позволяет по комплексу признаков выделить в разрезе однородные участки, устранить ложные границы и количественно оценить истинные. Для нахождения границ между однородными участками служит критерий (правдоподобия) V_k .

$$V_k = \frac{n-1}{kn(n-k)} \sum_{j=1}^m \frac{\left[\sum_{t=1}^k x_{tj} - k \sum_{t=k+1}^n x_{tj} \right]^2}{\sum_{t=1}^n x_{tj}^2 - \frac{1}{n} \left(\sum_{t=1}^n x_{tj} \right)^2},$$

где x_{tj} — элементы матрицы наблюдений, состоящей из n строк (наблюдений) и m столбцов (признаков); k — номер наблюдения, после которого проводится граница, делящая совокупность на две части, $k = 1, 2, \dots, -1$.

Набор наблюдений считается линейно упорядоченным, если

$$\max V_k \leq \chi^2_{q, m},$$

* Термин элементарный "ритм", или циклит, введен С.Л. Афанасьевым (1960) для обозначения простых, единичных циклитов (монад). ЭЦ авторов статьи целесообразнее именовать натуральными циклитами (прим. ред.).

где $\chi^2_{q,m}$ - хи-квадрат критерий Пирсона для m степеней свободы и значимости q .

Так как общее количество ЭЛЦ составило 458, а породных слоев 20, то на вход обрабатывающей программы подавалась матрица, состоящая из 458 строк и 20 столбцов.

По признаку мощности породных слоев, слагающих ЭЛЦ, изучаемая толща оказалась разделенной на 13 однородных участков. На рисунке показаны номера обнажений, входящие в эти участки, значения критерия V_k для каждой границы и мощности участков. Из рисунка видно, что отложения массагетского яруса состоят из восьми однородных участков общей мощностью в 906 м, а бактрийского - из пяти, общей мощностью в 585 м. Из указанных восьми участков массагетского яруса три составляют отложения кирпично-красной (246 м) и пять - бледно-розовой свиты (660 м).

Мощности участков, выделенных в отложениях кирпично-красной свиты, колеблются от 40 до 140 м, бледно-розовой в основном от 40 до 60 м (исключение составляет участок мощностью в 455 м, расположенный в ее средней части), бактрийского яруса - от 60 до 190 м.

Следующим этапом была обработка каждого однородного участка так называемым ритмоматематическим методом /4/. Общие и частные показатели, рассчитанные по ЭЛЦ для однородных участков разреза, позволяют производить анализ исследуемых толщ. Здесь будут рассмотрены только общие показатели:

N_R - число ЭЛЦ на 100 м;

\bar{R} общ., \bar{R} нижн., \bar{R} верхн. - средняя мощность ЭЛЦ и, соответственно, его нижней и верхней части;

$\frac{R_{\text{верхн.}}}{R_{\text{общ.}}}$, $\frac{R_{\text{нижн.}}}{R_{\text{общ.}}}$, $\frac{R_{\text{нижн.}}}{R_{\text{верхн.}}}$, $\frac{R_{\text{верхн.}}}{R_{\text{нижн.}}}$ - среднее значение

отношений по составным частям ЭЛЦ;

$\frac{\sum R_{\text{общ.}}}{\sum R_{\text{верхн.}}}$, $\frac{\sum R_{\text{общ.}}}{\sum R_{\text{нижн.}}}$, $\frac{\sum R_{\text{верхн.}}}{\sum R_{\text{нижн.}}}$, $\frac{\sum R_{\text{нижн.}}}{\sum R_{\text{верхн.}}}$ - отношения

общей мощности участка к суммарной мощности верхних частей ЭЛЦ, его составляющих, то же к суммарной мощности нижних частей ЭЛЦ и отношения этих суммарных мощностей между собой;

Q_R - отсутствие верхних частей ЭЛЦ;

$\frac{\bar{R}_{\text{общ.}}}{\sum R_{\text{общ.}}} \%$ - отношение средней мощности ЭЛЦ к общей мощности участка.

Данные, приведенные в табл. I, свидетельствуют о том, что отложения массагетского и бактрийского ярусов довольно хорошо различаются между собой по значению общих показателей. В отложениях бактрия число ЭЛЦ на каждые 100 м в 2,5–3 раза меньше, чем в массагетских (рисунок). Мощности ЭЛЦ здесь возрастают почти в три раза (средняя мощность ЭЛЦ составляет 3,2–9,8 м, а в массагетских ЭЛЦ – 1,3–3,4 м). Характерно резкое увеличение мощности нижней (грубой) части ЭЛЦ с одновременным уменьшением его верхней ("мягкой") части. Мощность нижних частей ЭЛЦ, составляющих участок, может превышать мощность верхних частей ЭЛЦ более чем в 30 раз (в среднем) в бактрии, в массагетских же отложениях чаще всего эти мощности равновелики, либо нижняя всего в 2–3 раза больше верхней. Здесь уместно отметить поведение коэффициента корреляции между нижней частью ЭЛЦ и его общей мощностью: для бактрийских отложений его значения практически всегда близки к единице. Это естественно, так как в них общую мощность ЭЛЦ определяет в основном его нижняя часть, верхняя же в среднем составляет 0,8–16%. Для массагета этот коэффициент корреляции принимает значения начиная от 0,3 и выше, редко превышая 0,9. Здесь верхняя часть ЭЛЦ в среднем составляет 13–48% и нижняя часть ЭЛЦ уже не имеет такого доминирующего значения.

Показательным является поведение от участка к участку другого признака – отсутствия верхней части в ЭЛЦ. Максимальные значения его в изученном разрезе приурочены к подошве бледно-розовой свиты (граница с кирпично-красной свитой) и подошве бактрийских отложений. Этот факт свидетельствует о сильных разрывах, имевших место в этот период.

На рисунке шестой график представляет собой поведение коэффициента прогрессивности $/I/$, вычисленного в среднем для каждого участка. Анализ его позволяет сделать вывод, что исследуемая толща соответствует двум крупным по мощности прогрессивным регоциклитам (РГЦ). Массагетский состоит из двух подчиненных субрегоциклитов: нижнего, мощностью в 246 м, характеризующего период формирования пород кирпично-красной свиты, и верхнего, мощностью 600 м. Финальная часть его не показана, так как отложения бледно-розовой свиты, соответствующие этому отрезку времени, не были описаны. Отложения бактрийского яруса соответствуют верхнему РГЦ мощностью в 585 м. Оба регоциклита в целом имеют регрессивную направленность и являются верхней (регрессивной) частью апт(?)–неогенового нексоциклита.

Таблица I

Значения общих показателей по элементарным циклам
для однородных участков неогеновых моласс

№ пп	Показатели	Массагетский ярус	Бактрийский ярус
1.	M_R	30-76	10-30
2.	\bar{H} общ., м	1,3-3,4	3,2-9,8
3.	\bar{H} нижн., м	0,9-2,7	2,8-9,7
4.	\bar{H} верхн., м	0,25-1,8	0,1-0,5
5.	$\frac{V}{H}$ верхн. (среднее), %	13-48	0,8-16,3
6.	$\frac{V}{H}$ общ. (среднее), %	57-87	84-99,2
7.	$\frac{V}{H}$ нижн. (среднее)	1-5	15-34
8.	\bar{H} общ., %	0,7-5,9	3,1-5,6
9.	$\frac{\sum V}{\sum H}$ общ.	1,9-11,7	8,1-112,4
10.	$\frac{\sum V}{\sum H}$ общ.	1,1-2,1	1-1,1
11.	$\frac{\sum V}{\sum H}$ верхн.	0,09-1,1	0,009-0,14
12.	$\frac{\sum V}{\sum H}$ нижн.	0,9-10,8	7,1-111,4
13.	Кoeffициент корреляции	г общ. х верхн.	-0,07-0,21
г общ. х нижн.		0,31-0,98	0,97-0,999
г верхн. х нижн.		-0,16-0,11	-0,3-0,18

Л и т е р а т у р а

1. Трофимук А.А., Карогодин Ю.Н. ДАН СССР, 1982, № 6, с.468-472. - 2. Родионов Д.А. Статистические методы разграничения геологических объектов по комплексу признаков. М., Недра, 1968, 157 с. - 3. Родионов Д.А. Статистические решения в геологии. М., Недра, 1981, 231 с. - 4. Севостьянов К.М. Экспресс-информация. Сер. Нефтегазовая геология и геофизика. 1981, вып. 23, с.7-10.

И.А.Одесский, А.И.Айнемер

РЕЗУЛЬТАТЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПРИМЕНЕНИЯ МАТЕМАТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ В СЕДИМЕНТАЦИОННОЙ ЦИКЛИЧНОСТИ

Применение математических методов в области седиментационной цикличности, как, впрочем, и в любой другой области геологической науки, ставит перед собой цель выявления скрытых закономерностей в составе и строении геологических объектов в тех случаях, когда традиционные методы анализа оказываются бессильными, а также представления выявленных закономерностей в строгой математической форме.

Учитывая сложность организации геологических объектов, чаще всего используются статистические способы обработки естественнонаучной информации. Объектом исследования седиментационной цикличности являются геологические разрезы осадочных толщ, а предметом - их вещественно-структурная организация.

Важнейшим условием обращения к конкретному математическому аппарату является адекватность математической модели, лежащей в основе применяемого метода, и физической модели анализируемого явления. Выполнение этого важного условия возможно лишь при четком представлении о предмете исследования и вытекающем из этого однозначном и операциональном его определении.

К сожалению, до сих пор в геологии не существует общепринятого определения понятий, отражающих вещественно-структурную организацию осадочных толщ, таких как периодичность, ритмичность

и цикличность. Между тем, определения этих понятий могут быть четко сформулированы, если считать, что все элементы, входящие в состав ряда наблюдений (именно такими рядами являются геологические разрезы осадочных толщ), подразделяются на одноименные и разноименные. В отношении одноименных элементов может быть применено понятие ритмичность, представляющее собой равномерную повторяемость в ряду каких-либо одноименных элементов. Закономерный же порядок следования в ряду разноименных элементов можно определить понятием цикличность, впервые в таком строгом виде предложенным Н.Б.Вассоевичем /3/. В случае многократного повторения в ряду циклов ряд приобретает новое структурное свойство, называемое периодичностью. Периодичность представляет собой сочетание ритмичности и цикличности, так как не мыслится без равномерной повторяемости всех одноименных элементов последовательности и закономерного порядка следования в ней разноименных элементов.

Таким образом, предметом исследования седиментационной цикличности являются два свойства анализируемых рядов - ритмичность и цикличность, которые и определяют выбор того или иного математического метода.

При анализе ритмичности привлекаются такие математические аппараты, которые позволяют выявлять равномерно повторяющиеся экстремальные позиции в рассматриваемых объектах, отражающие смену тенденций в расположении слоев - трансгрессивных (прогрессивных, по Ю.Н.Карогодину) и регрессивных. В настоящее время арсенал методов, предназначенных для решения подобной задачи, достаточно велик. Среди них, пожалуй, основными являются Фурье-анализ, корреляционный и спектральный.

Анализ Фурье исходит из представлений о детерминированной природе рассматриваемых реализаций (геологических разрезов), отражающих собой результат интерференции целого ансамбля простейших тригонометрических функций - синусоид и косинусоид, поэтому его алгоритм настроен на выявление именно таких функций. Хорошо решая задачу при анализе технической информации и компактно описывая анализируемые временные ряды, этот метод в случае геологических разрезов приводит к весьма сложной их записи, не гарантируя при этом действительного участия гармоник в формировании этих разрезов.

Это обстоятельство послужило основанием для перехода к

представлениям о случайных процессах. Согласно этой теории предполагается, что в состав анализируемого ряда, кроме ансамбля гармоник, входит также случайная компонента, которая в процессе анализа удаляется как некий белый шум, или фон. Для освобождения от этого шума гармонических составляющих приспособлены алгоритмы корреляционного и автокорреляционного (спектрального) анализов.

Суть корреляционного анализа /5/ заключается в том, что исходная реализация последовательно сопоставляется с гармониками различного периода, амплитуды и фазового положения и для каждого варианта определяются значения коэффициентов парной корреляции. Максимальные значения коэффициентов, согласно алгоритму метода, должны указывать на наличие в реализации соответствующих им гармоник.

Идея спектрального анализа /4/ заключается в том, что реализация после разбиения ее на равные интервалы (шаги) смещается относительно самой себя последовательно на 1 шаг, 2 шага и т.д., и для каждого смещения рассчитывается коэффициент корреляции между исходным и очередным положением реализации (автокорреляция). На автокорреляционной функции (ряд значений коэффициента корреляции) отыскиваются равномерно расположенные пики, и по частоте их встречаемости строится кривая спектральной плотности, как бы отмечающая вклад каждой гармоники в общий процесс формирования анализируемой реализации.

Общим недостатком всех перечисленных выше методов является то, что, описывая реализации гармониками, они тем самым постулируют абсолютную симметрию циклов, то есть постоянство расстояния между максимумами и минимумами выявляемых элементарных составляющих. Такие составляющие фактически свидетельствуют о равномерности процесса седиментации на всех его этапах — трансгрессивных и регрессивных. Между тем хорошо известно, что равномерность седиментационного процесса носит исключительный характер и может иметь место лишь в ограниченных случаях соленакпления, угленакопления и т.п. Как правило, седиментационные циклы асимметричны, и эта их особенность имеет глубокую генетическую основу.

Для независимого выявления ритмических максимумов и минимумов, позволяющего оценить степень асимметрии седиментационных циклов, рекомендуется использовать метод простого обзора число-

ных совокупностей /7/. Этот метод привлекателен не только тем, что он одновременно позволяет выявлять ритмичность и устанавливать одну из важнейших структурных особенностей циклов, но и тем, что не предъявляет серьезных требований при подготовке к анализу исходного материала. Являясь по существу своему методом эвристическим, он допускает произвольность в выборе кода (без требований непрерывности и физической измеримости кодовых значений) и свободен от априорных утверждений или необходимости предварительных доказательств свойств анализируемого ряда — его эргодичности, стационарности и т.п.

Анализ седиментационной цикличности идет не только по линии выявления степени асимметрии циклов, большое значение при этом приобретает характер внутренней вещественно-структурной организации этих циклов.

Первый опыт статистического анализа цикличности флишевых многослоев принадлежит Н.Б.Вассоевичу /2/. В основе этого анализа лежит построение таблиц для выявления типичных циклов и циклограмм (ритмограмм, по Вассоевичу /2/) для прослеживания эволюции циклической структуры разреза во времени с учетом состава и мощности элементов циклов. Прекрасной иллюстрацией аналогичных исследований флиша могут служить работы С.Л.Афанасьева /1/.

При решении корреляционных и генетических задач на основе анализа цикличности осадочных толщ большое значение приобретают и другие показатели вещественно-структурной организации циклов. К ним в первую очередь следует отнести коэффициент асимметрии, представляющий собой отношение друг к другу трансгрессивной и регрессивной последовательностей элементов. При этом асимметрия рассматривается в различных аспектах: мощностном (по Ю.Н.Карогодину, 1980), временном (по И.А.Одесскому, 1968) и вещественном /2/.

И.А.Одесским и С.И.Филиной /6/ предложены коэффициенты градиентности и дизъюнктивности. Первый из них представляет собой показатель степени изменчивости литологического состава слоев в однонаправленной последовательности, а второй — количество слоев в этой последовательности, отнесенное к единице ее мощности.

Дальнейшее развитие математических методов в области седиментационной цикличности должно быть направлено на совершенст-

вание операций по выявлению ритмичности и изучению цикличности в разрезах осадочных толщ.

Л и т е р а т у р а

1. Афанасьев С.Л., Вестн. Моск. ун-та, Сер. 4, Геол., 1960, № 3, с. 24-31. - 2. Вассоевич Н.Б. Флиш и методика его изучения. Госгостехиздат, М., 1948, 216 с. - 3. Вассоевич Н.Б., Гладкова Е.Г. В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. Наука, М., 1973, с. 9-31. - 4. Вистелиус А.Б. Фазовая дифференциация палеозойских отложений Среднего Поволжья и Заволжья. М., 1963, 203 с. - 5. Кноринг Л.Д., Деч В.Н. Сов. геол., № 5, 1972, с. 3-9. - 6. Одесский И.А., Филина С.И. В кн.: Проблемные вопросы литостратиграфии. Наука, Новосибирск, 1980, с. 71-78. - 7. Ханович И.Г., Яновский Г.Г., Айнемер А.И., Конжская И.А. В сб.: Математические методы в геологии. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 150, вып. 1, 1968, с. 75-81.

С.Л. Афанасьев, М.С. Афанасьева

МЕГА-, МАКРО-, МЕЗО-, МИКРО-, НАНО- И ПИКОЦИКЛИТЫ НА ПРИМЕРЕ МЕЗОЗОЙСКО-КАИНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Циклы седиментации мезозойско-кайнозойских отложений Большого Кавказа рассмотрены в работах И.А. Гильденштедта (1809), И.И. Эйхфельда, Ф.Д. де Монперё, А.М. Коншина, Н.Б. Вассоевича, В.А. Гроссгейма, В.Е. Хаина, С.Л. Афанасьева, Ю.П. Смирнова, других исследователей. В одной из этих работ /3/ рассмотрены 17 классов последовательных рядов литом, отражающих витки спирали геологического развития, или циклитов (Ц).

М.С. Афанасьевой в данной работе написан раздел о циклитах II-го и I2-го классов, С.Л. Афанасьевым основная часть работы.

Продолжительность геологических периодов, эпох, веков и фаз принята в соответствии с табл. 2 статьи С.Л. Афанасьева "Определение геологического возраста по наноциклитам" настоящего сборника. Анализ этой таблицы показывает наличие среди биостратонов циклитов 4-го, 5-го, 6-го, 7-го и 8-го классов.

Продолжительность геологических эр фанерозоя разная: кайнозой — 66,09 млн.лет (м.л.), мезозоя — 179,23 м.л., палеозоя — 324,9 м.л. Небольшая длительность кайнозоя объясняется его незавершенностью. Соотношение продолжительности мезозоя и палеозоя примерно равно $1 : 2$, что свидетельствует о наличии мезозойской простой, единичной, или элементарной эры и сложной, двойной палеозойской. Если принять эту точку зрения, то средняя длительность простой, единичной, или элементарной эры будет равна $168,1 \pm 9,9 \text{ т м.л.}$ (t — квантиль нормального распределения), что примерно соответствует продолжительности образования циклов 4-го класса /3/. Неслучайность совпадения продолжительности геологических эр — кембро-силурийской (172,2 м.л.), девонско-пермской (152,7 м.л.) и мезозойской (179,23 м.л.) — определена на уровне значимости $Q > 99,95\%$. В самом деле, среднеквадратичное отклонение длительности указанных эр от их среднего значения равно $13,9 \text{ м.л.}$, то есть, $8,3\%$, или $0,083$, если за единицу принять среднюю продолжительность эр. Дисперсия $D_1 = 0,083^2 = 0,0069$. Известно, что при равномерном распределении дисперсия $D_2 = 0,0833$. По соотношению дисперсий находим $F = D_2/D_1 = 12,1$, а затем по таблицам определяем уровень значимости $Q > 99,95\%$.

Длительность геологических периодов (без незавершенного очень короткого четвертичного) колеблется от $22,25 \text{ м.л.}$ (неоген) до $72,11 \text{ м.л.}$ (меловой период без дания), составляя в среднем $T_0 = 51,7 \text{ м.л.}$ При этом кайнозойские неогеновый и палеогеновый периоды оба существенно меньше этого среднего значения, а в сумме (третичный период Ардуино) равны $64,34 \text{ м.л.}$, меньше, чем продолжительность пяти других периодов — кембрийского, ордовикского, каменноугольного, юрского и мелового, — что свидетельствует о нецелесообразности разделения третичного периода на палеогеновый и неогеновый "периоды", как это принято по решению МСК. В этом случае средняя продолжительность десяти геологических периодов равна $57,0 \pm 4,7 \text{ т м.л.}$, что соответствует $Ц5 /3/$. Рассматривая эти геологические периоды, обнаруживаем, что они четко делятся на короткие и длинные. Продолжительность коротких периодов — силурийского, девонского, пермского и триасового — колеблется от $36,5$ до $44,1 \text{ м.л.}$, составляя в среднем $T_1 = 40,7 \pm 1,7 \text{ т м.л.}$; длинных — кембрийского, ордовикского, каменноугольного, юрского, мелового и третичного — от $64,36$ до $72,11 \text{ м.л.}$, в среднем $T_2 = 67,66 \pm 1,17 \text{ т м.л.}$ Во-первых, T_1

существенно отличается от T_2 . Во-вторых, соотношение $T_1/T_2 \approx 3 : 5$. Неслучайность такого отношения длительности геологических периодов определена на уровне значимости $Q > 98\%$. Это свидетельствует о том, что короткие периоды относятся к триадам, строеным Ц, или трициклитам 6-го класса (3Ц6) – девонский и триасовый периоды делятся к тому же на три эпохи каждый, – а длинные – к слятереным Ц, пентадам, или пентациклитам 6-го класса (5Ц6). Продолжительность монад, простых, элементарных (элециклитов), или моноциклитов 6-го класса (1Ц6) – в данном случае простых эпох – составляет $13,54 \pm 0,89$ т м.л., что соответствует Ц6 / 3/, а также шестому справа максимуму на рис. I.

Длительность геологических эпох колеблется от 6,65 м.л. (ранний триас) до 43,04 м.л. (ранний мел), составляя в среднем $T_0 = 19,6$ м.л., при этом выделяются короткие, длинные и очень длинные эпохи. Продолжительность коротких эпох колеблется от 6,65 до 20,07 м.л., составляя в среднем $T_1 = 15,19$ м.л.; длинных – от 23,19 до 29,09 м.л., в среднем $T_2 = 25,77$ м.л.; очень длинных – от 37,07 до 43,04 м.л., в среднем $T_3 = 40,06$ м.л. На уровне значимости $Q > 97,5\%$ отношение $T_1 : T_2 : T_3 \approx 1 : 2 : 3$, что свидетельствует о наличии моноциклитов (монад), дициклитов (диад) и трициклитов (триад) 6-го класса; при этом средняя длительность образования монад, простых, единичных циклитов, моноциклитов, или элециклитов равна $13,91 \pm 0,80$ т м.л., что совпадает с ранее полученной оценкой ($13,54 \pm 0,89$ т м.л.) и в итоге принимается равной $13,72 \pm 0,60$ т м.л. Продолжительность дициклитов, или двоянных эпох в среднем равна 27,4 м.л., трициклитов, или строенных эпох – 41,2 м.л. Таким образом, к элементарным эпохам относится большинство эпох, 18 из 29: все силурийские, девонские, палеогеновые и неогеновые, позднекембрийская и позднеордовикская, средне- и позднекаменноугольная, позднепермская, ранне- и среднетриасовая, среднеюрская. К двоянным эпохам – девять: ранне- и среднекембрийская, ранне- и среднеордовикская, раннепермская, позднепермская, позднеюрская, позднемеловая (без дания). К строеным относятся всего две эпохи: раннекаменноугольная и раннемеловая.

Геологические эпохи распадаются также на восемь других групп. В первой из них длительность эпох колеблется от 6,65 до 9,91 м.л., составляя в среднем $T_1 = 7,89$ м.л.; во второй $T_2 = 12,09$ м.л.; и третьей $T_3 = 16,16$ м.л.; в четвертой $T_4 = 19,46$

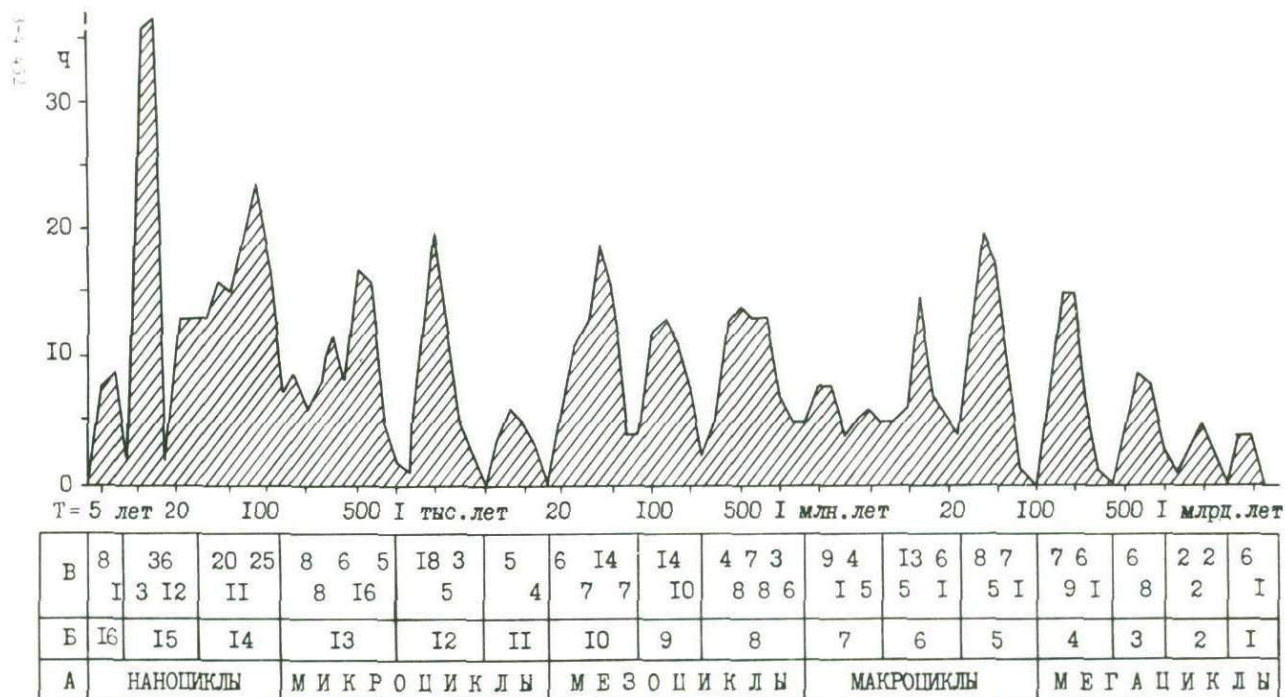


Рис.1. Типы (А) и классы (Б) циклов по длительности их развития (Т).

Частота (Ч) встречаемости в мировой литературе оценок длительности геологических циклов (В, всего 432 оценки) в среднем в интервале $\pm 0,28 T$, или $\pm 0,1 M$, где M - модуль логарифмической шкалы.

м.л.; в пятой $T_5 = 23,96$ м.л.; в шестой $T_6 = 27,23$ м.л.; в седьмой $T_7 = 37,07$ м.л.; в восьмой $T_8 = 43,04$ м.л. Неслучайно, на уровне значимости $Q > 95\%$ соотношение $T_I : T_2 : T_3 : T_4 : T_5 : T_6 : T_7 : T_8 \approx 2 : 3 : 4 : 5 : 6 : 7 : 9 : 11$, что свидетельствует о наличии дициклитов (диад), трициклитов (триад), тетрациклитов (тетрад), пентациклитов (пентад), гексациклитов (гексад), септациклитов (септад), нонациклитов (нонад) и эндекациклитов (эндекад) 7-го класса. При этом средняя продолжительность простых, моноциклитов, или элециклитов 7-го класса (монад) - в данном случае элементарных геологических веков - равна $3,99 \pm 0,04$ т м.л., что соответствует Ц7 /3/.

Продолжительность геологических веков колеблется от 0,68 м.л. (бакинский) до 16,62 м.л. (визейский), составляя в среднем $T_0 = 6,48$ м.л.; при этом выделяются шесть категорий веков по их длительности. В первой из них она колеблется от 0,68 до 1,54 м.л., составляя в среднем $T_I = 1,10$ м.л.; во второй $T_2 = 3,79$ м.л., в третьей $T_3 = 6,65$ м.л.; в четвертой $T_4 = 10,33$ м.л.; в пятой $T_5 = 13,49$ м.л.; в шестой $T_6 = 16,62$ м.л. На уровне значимости $Q > 50\%$ соотношение $T_2 : T_3 : T_4 : T_5 : T_6 \approx 1 : 2 : 3 : 4 : 5$, что свидетельствует о наличии моноциклитов (монад), дициклитов (диад), трициклитов (триад), тетрациклитов (тетрад) и пентациклитов (пентад). При этом средняя продолжительность элециклитов 7-го класса, или монад - в данном случае стандартных (простых) геологических веков - равна $3,47 \pm 0,08$ т м.л., что совпадает с предыдущей оценкой. Низкий уровень значимости ($Q > 50\%$) неслучайности выделения Ц7 связан с низкой точностью определения длительности веков.

Для меловых-четвертичных веков, где точность определения их продолжительности в несколько раз выше, чем в остальных веках фанерозоя, неслучайность определяется на более высоком ($Q > 97\%$) уровне значимости, а средняя продолжительность этих веков равна $3,71 \pm 0,4$ т м.л. В итоге длительность стандартных геологических веков определена равной $3,84 \pm 0,03$ т м.л., что совпадает с Ц7 /3/.

Выделяется также 19 групп геологических веков, средняя продолжительность которых равна: $T_I = 0,88$ м.л. (ашшеронский и бакинский века); $T_2 = 1,54$ м.л. (мэотический век); $T_3 = 2,32$ м.л. (коньякский, монтский, аквитанский, гельветский, тортонский, сарматский, киммерийский и акчагыльский века);

$T_4 = 3,19$ м.л. (уфимский, индский, оленёкский, сеноманский, туронский, датский и понтический века); $T_5 = 3,72$ м.л. (геттангский, сантонский, бартонский, рупельский и бурдигальский века); $T_6 = 4,73$ м.л. (татарский, ладинский, батский, келловейский, берриасский, маастрихтский, ипрский и приабонский века); $T_7 = 5,50$ м.л. (дресбачский, франконский, тремпёлионский, эмский, живетский, касимовский, сакмарский, кунгурский, анизийский, синемюрский, тоарский, ааленский и окофордский века); $T_8 = 6,15$ м.л. (жединский, зигенский, эйфельский, норийский, байосский, кимериджский, барремский, танетский и лютетский века); $T_9 = 7,07$ м.л. (лудловский, фаменский, московский, ассельский, казанский, карнийский, валанжинский, готеривский и аптский века); $T_{10} = 7,87$ м.л. (ландейльский, гжелский, артинский и плинсбахский века); $T_{11} = 8,51$ м.л. (франский, башкирский и хатский века); $T_{12} = 9,46$ м.л. (тремадокский, лландоверийский, даунтонский и наморский века); $T_{13} = 10,30$ м.л. (ашгильский и рэтский века); $T_{14} = 10,73$ м.л. (венлокский, титонский и альбский века); $T_{15} = 11,67$ м.л. (алданский, турнейский и кампанский века); $T_{16} = 12,59$ м.л. (ленский, майский и лланвирский века); $T_{17} = 13,69$ м.л. (амгинский век); $T_{18} = 13,74$ м.л. (аренигский и карадокский века); $T_{19} = 16,62$ м.л. (визейский век). Соотношение между $T_1 : T_2 : T_3 : T_4 : T_5 \dots : T_{19} \approx 1 : 2 : 3 : 4 : 5 : 6 : 7 : 8 : 9 : 10 : 11 : 12 : 13 : 14 : 15 : 16 : 18 : 19 : 21$, что свидетельствует ($Q > 69\%$) о наличии монад, или моноциклитов, диад, или дициклитов, триад, или трициклитов, тетрад, или тетрациклитов, пентад, или пентациклитов и т.д. При этом средняя продолжительность моноциклитов — в рассматриваемом случае простых геологических фаз — равна $781,2 \pm 6,2t$ тысяч лет (т.л.), что совпадает с $\text{Ц8} / 3/$.

Продолжительность геологических веков и фаз позднего мела — квартера колеблется от 0,68 до 10,82 м.л., составляя в среднем 3,518 м.л., при этом выделяется II групп веков и фаз со средней длительностью: $T_1 = 0,89$ м.л. (ашперонский и бакинский века; позднеконьякская и раннедатская фазы); $T_2 = 1,54$ м.л. (мэотический век; сеноманские, раннетуронская, раннеконьякская, раннесантонская и позднемаастрихтская фазы); $T_3 = 2,22$ м.л. (монтский, аквитанский, гельветский, торгонский, киммерийский и ачкагильский века; позднетуронская, позднесантонская и позднедатская фазы); $T_4 = 2,81$ м.л. (сарматский и понтический века; раннемаастрихтская фаза); $T_5 = 3,73$ м.л. (бартонский, ру-

пельский и бурдигальский века); $T_6 = 4,67$ м.л. (берриасский, шпрский и приабонский века); $T_7 = 5,33$ м.л. (позднекампанская фаза); $T_8 = 6,06$ м.л. (барремский, таяетский и лютетский века); $T_9 = 6,90$ м.л. (валанжинский, готеривский, аптский века и раннекампанская фаза); $T_{10} = 8,32$ м.л. (хатский век); $T_{II} = 10,82$ м.л. (альбский век), Соотношение между $T_I : T_2 : T_3 : T_4 : T_5 : T_6 : T_7 : T_8 : T_9 : T_{10} : T_{II} \approx I : 2 : 3 : 4 : 5 : 6 : 7 : 8 : 9 : II : I_4$, что свидетельствует ($Q > 97\%$) о неслучайном наличии монад, диад, триад и т.д. наноциклитов 8-го класса. При этом средняя длительность монад - в рассматриваемом случае простых фаз - равна $772,2 \pm 3,8$ т л., что совпадает с продолжительностью Ц8 /3/.

В разрезах Северо-Западного Кавказа и Дагестана при выделении циклитов разных классов учитывалась изменчивость скорости осадконакопления бескарбонатной части породы. Бескарбонатной потому, что содержание $CaCO_3$ в морских осадках определяется в основном глубиной бассейна седиментации: на глубинах свыше критических (3,5 км в современных океанах) кальцит растворяется. За начало циклитов принимались рубежи, на которых наблюдалось резкое увеличение скорости седиментации бескарбонатной части пород. Максимальные мощности и карбонатность среднеюрских - палеоценовых отложений определены С.Л.Афанасьевым. Максимальные мощности и карбонатность пород триаса - лейаса и эоцена - квартера заимствованы из "Геологии СССР" /7/.

Среди мезозойско-кайнозойских отложений Большого Кавказа выделяется один - Кавказский плинсбахско-гельветский мегациклит 4-го класса (Ц4), сложенный песчано-глинистыми, флишевыми и карбонатными формациями с максимальной мощностью 32 км, в том числе 27 км бескарбонатной части формаций, что соответствует средней скорости седиментации 150 мкм/год. Нижняя граница Ц4 совпадает с контактом синемюрских и плинсбахских отложений. Лабинский триасово-синемюрский макроциклит 5-го класса (Ц5) представлен в Лабино-Малкинской зоне в основном карбонатной формацией, имеет максимальную мощность 1685 м (785 м^{ж/}), что соответствует средней скорости седиментации $V = 16$ мкм/год. Нижняя часть, или первый элемент Кавказского Ц4 (I Ц4) - Дагестанский плинсбахско-валанжинский Ц5 сложен песчано-глинистыми и флишевыми формациями, его максимальная мощность со-

^{ж/} Здесь и ниже в скобках показана мощность бескарбонатной части отложений.

ставляет 22 км (19 км), что соответствует $V = 280$ мкм/год, в 18 раз выше, чем в Лабинском Ц5, правда, в другой структурно-формационной зоне.

Средняя часть, или второй элемент Кавказского Ц4 (II ЭЦ4) - Новороссийский готеривско-нижекампанский Ц5 представлен песчано-глинистыми, флишевыми и карбонатными формациями, его мощность в Новороссийском разрезе составляет 4,4 км (3,1 км), а $V = 62$ мкм/год, в пять раз меньше, чем в Дагестанском Ц5.

Верхняя часть, или третий элемент Кавказского Ц4 (III ЭЦ4) - Кубанский верхнекампанско-гельветский Ц5 представлен флишевыми и песчано-глинистыми формациями, его максимальная мощность 6,1 км (4,4 км), а $V = 74$ мкм/год, несколько выше, чем в Новороссийском Ц5.

Терекский тортонско-антропогеновый Ц6 сложен в основном молассовыми формациями с максимальной мощностью в Терско-Каспийском передовом прогибе 7,2 км (7,1 км), а $V = 440$ мкм/год, в семь раз выше, чем в Кубанском Ц5.

Итак, наибольшее нарастание скорости седиментации наблюдается в начале двух циклитов: Кавказского Ц4 и Терекского Ц6. Снизу вверх по разрезу Кавказского циклита увеличивается карбонатность отложений (от 10 до 28%), резко нарастает доля аяксов тонкого и грубого флиша (от 7% в I ЭЦ4 к 11% во II ЭЦ4 и 46% в III ЭЦ4). Длительность образования Кавказского Ц4 составляет 179,2 м.л. На рис. 1, составленном по 525 опубликованным оценкам длительности геологических циклов, Кавказский Ц4 попадает в середину четвертого справа максимума.

Перечисленные выше Ц5 - Лабинский, Дагестанский, Новороссийский и Кубанский - выделены также по резкому увеличению скорости седиментации бескарбонатной части осадочного материала в смежных Ц6: Новороссийский в 3,1 раза и Кубанский в 3,1 раза. Таким образом, резкость границ Ц5 в среднем в 3,5 раза ниже, чем в Ц4.

Рассмотрим строение Дагестанского и Новороссийского Ц5. Каждый из них состоит из ряда Ц6: пяти в Дагестанском и трех в Новороссийском. Приподовшенная часть Дагестанского Ц5, или Мазинский плинсбахско-тоарский Ц6 сложен одноименной серией песчано-глинистых формаций мощностью 12,0 км (11,4 км), свидетельствующей о чрезвычайно высокой скорости седиментации - 830 мкм/год. Нижняя часть Дагестанского Ц5, или Фийчайский ааленско-батский Ц6 представлен одноименной серией флишевых и

песчано-глинистых формаций с общей мощностью 6,6 км (6,3 км), свидетельствующей о высокой скорости осадконакопления - 380 мкм/год, но все же в два раза меньшей, чем в Мазинском Ц6. Средняя часть Дагестанского Ц5, или Пшехинский келловейско-оксфордский Ц6 сложен одноименной серией песчано-глинистых и флишевых формаций, максимальная мощность которых составляет 1350 м (930 м), а $v = 90$ мкм/год, в четыре раза меньше, чем в Фийчайском Ц6. Верхняя часть Дагестанского Ц5, или Грачевский кимериджско-нижнетитонский Ц6 сложен одноименной серией карбонатного суб-флиша, его максимальная мощность 360 м (325 м) свидетельствует о низкой скорости седиментации, $v = 29$ мкм/год, в три раза меньше, чем в Пшехинском Ц6. Прикровельная часть Дагестанского Ц5, или Неубский верхнетитонско-валанжинский Ц6 представлен одноименной серией известнякового флиша и карбонатной формации, их максимальная мощность 1360 м (500 м) свидетельствует о низкой скорости седиментации, $v = 29$ мкм/год, примерно такой же, как и в Грачевском Ц6. В целом Дагестанский плинсбахско-валанжинский Ц5 имеет проциклитовое строение. Длительность его образования составляет 69,2 м.л.

Нижняя часть Новороссийского Ц5, или Дефановский готеривско-нижнеаптский Ц6 представлен одноименной серией сидеритовой песчано-глинистой формации, мощность которой 1660 м (1550 м), $v = 91$ мкм/год, втрое выше, чем в верхней части нижележащего Дагестанского Ц5. Средняя часть, или Неберджаевский верхнеаптско-альбский Ц6 сложен одноименной серией глауконитовой песчано-глинистой формации, в верхней части сменяющейся флишевой. Их суммарная максимальная мощность 1060 м (1000 м), $v = 70$ мкм/год. Верхняя часть Новороссийского Ц5, или Маркотхский сеноманско-нижнекампанский Ц6 представлен одноименной серией и ахейанской свитой биогенного инфрафлиша, его мощность в Новороссийском разрезе составляет 1692 м (548 м), что свидетельствует о крайне низкой скорости седиментации, всего 29 мкм/год. В целом Новороссийский готеривско-нижнекампанский Ц5 имеет проциклитовое строение. Длительность его образования составляет 50,30 м.л.

Сравнивая эти два Ц5, Дагестанский и Новороссийский, обнаруживаем удивительное сходство строения отдельных их частей. Нижние части Ц5 - Мазинский и Дефановский Ц6 - характеризуются песчано-глинистыми формациями, полностью лишенными аяксов как грубого, так и тонкого флиша, низкой карбонатностью (соответ-

ственно 5 и 7%) и самой высокой скоростью седиментации (830 и 91 мкм/год). Средние части Ц5 - Фийчайский, Шехинский и Неберджаевский Ц6 - отличаются повышенной карбонатностью (5, 16 и 5%), значительной долей флишевых образований - аяксов (15, 16 и 18%), существенно меньшей скоростью седиментации (380, 90 и 70 мкм/год). Верхние части Ц5 - Грачевский, Невебский и Маркотхский Ц6 - характеризуются биогенным флишем, высокой карбонатностью (90, 63 и 68%), высоким содержанием аяксов (16, 31 и 18%), крайне низкой скоростью седиментации (28,4, 28,9 и 28,8 мкм/год).

Длительность образования Лабинского Ц5 - 49,7 м.л., Дагестанского - 69,2 м.л., Новороссийского - 50,3 м.л., Кубанского - 60,4 м.л., в среднем $60,0 \pm 6,2^t$ м.л., что совпадает с оценками на рис. 1 для Ц5.

Отмеченные выше Мазинский, Фийчайский, Шехинский, Грачевский, Невебский, Дефановский, Неберджаевский и Маркотхский, а также Агбурунский верхнекампанско-маастрихтский и Прасковеевский датско-палеоценовый циклиты 6-го класса также выделены по значительному повышению скорости седиментации бескарбонатной части отложений в смежных Ц7: Фийчайский в 1,1 раза, Шехинский в 2,8 раза, Грачевский и Невебский в 1,7 раза, Неберджаевский в 2,7 раза, Маркотхский в 1,1 раза, Прасковеевский в 2,3 раза, в среднем в 2,0 раза. Таким образом, четкость границ Ц7 в полтора раза ниже, чем Ц6.

Рассмотрим строение двух Ц6 - Маркотхского и Агбурунского.

Маркотхский Ц6 представлен силтовым инфрафлишем сеноманской свиты кохотх в приподошвенной части, биогенным инфрафлишем и субфлишем свит ананурской, керкетской и натухайской в нижней части, биогенным субфлишем и карбонатной формацией гениохской свиты в средней части, биогенным субфлишем ахеянской свиты в верхней части, биогенным субфлишем с крупными пластами песчаников в прикровельной части. Аналогичное строение имеет и Агбурунский Ц6: в приподошвенной части он представлен биогенным инфрафлишем бединовской свиты, в нижней части - силтовым инфрафлишем куниковской свиты, в средней части - высококарбонатным грубым ортофлишем свит мысхако, в верхней части - тонким ортофлишем свит лихтеровской и васильевской, в прикровельной части - грубым ультрафлишем снегурёвской свиты с крупными пластами песчаников.

Сходство строения отдельных частей рассматриваемых Ц6 столь велико, что это неоднократно приводило к ошибкам при геологическом картировании. Так, например, на геологической карте А.В.Ульянова /1940/ в ядре Семисамской антиклинальной складки на п-ове Абрау показаны высококарбонатные отложения Маркотхского Ц6, в то время как здесь обнажены высококарбонатные породы Агбурунского Ц6. Заимствованный у О.С.Вялова и употребляемый нами термин "свита кохотх" применяется к отложениям приподошвенной части Маркотхского Ц6, а на хр. Кохотх развиты отложения приподошвенной части Агбурунского Ц6. Сеноманские отложения на г. Собербаш некоторыми геологами принимались за верхнекампанские и т.д.

Длительность образования Ц6: Мазинского - 13,7, Фийчайского - 16,6, Пшехинского - 10,3, Грачевского - 11,4, Невебского - 17,1, Дефановского - 16,9, Неберджаевского - 14,3, Маркотхского - 19,1, Агбурунского - 10,0, Прасковеевского - 11,2, в среднем - $14,1 \pm 1,1$ м.л., что хорошо согласуется с шестым справе максимумом на рис. 1.

Сравним выделенные рубежи Ц4, Ц5 и Ц6 с фазами складчатости Штилле /6/. Начало Кавказского Ц4 в основании юрских отложений точно совпадает с древнекиммерийской фазой складчатости Штилле. Конец Кавказского Ц4 (основание тортона) точно совпадает со второй субфазой Штирийской фазы. Начало Новороссийского Ц5 (подошва готерива) совпадает с фазой складчатости Ога /6/, но отличается от третьей субфазы новокиммерийской фазы в основании валанжина на 7,7 м.л. Начало Кубанского Ц5 отличается от субгерцинской фазы примерно на 6,5 м.л. Основание Маркотхского Ц6 совпадает с австрийской фазой. Подошва Прасковеевского Ц6 - с ларамийской фазой Штилле.

Необходимо специально подчеркнуть хорошую сходимость нижнего рубежа Кавказского цикла с расколом Гондваны и началом образования молодых океанов. Эта важнейшая граница в истории Земли принята нами /4/ за основание кайногея - четвертого мегахрона (Ц2). Е.Е.Милановский также отмечает /10/ этот рубеж в качестве начала важнейшей фазы расширения Земли.

Среди верхнемеловых отложений Северо-Западного Кавказа выделено девять Ц7: Кохотхско-айвинский сеноманско-нижнетуронский (4,14 м.л.), Натухайский верхнетуронско-нижнеконьякский (3,65 м.л.), Гениохский верхнеконьякско-сантонский (4,12 м.л.), Нижнеахейанский нижнекампанский (2,52 м.л.), Верхнеахейанско-

пенайский нижнекампанский (3,94 м.л.), Бединовский верхнекампанский (2,24 м.л.), Куниковско-мысхакский верхнекампанский (3,12 м.л.), Супсехский маастрихтский (4,68 м.л.) и Ильхидагский датский (3,40 м.л.); в среднем продолжительность Ц7 равна $3,53 \pm 0,28$ м.л., что хорошо сходится с данными рис. 1. Все Ц7 выделены по существенному, в 1,8 раза, повышению скорости седиментации в смежных Ц8. Исключение составляет только Гениохский Ц7, выделенный по относительному повышению скорости седиментации на фоне ее общего уменьшения от 37 мкм/год в Кохотхско-айвинском Ц7 до 19 мкм/год в Гениохском.

Первые Ц7 имеют, как правило, трехчленное строение, состоят из трех элементов (ЭЦ7).

Первые ЭЦ7 представлены отложениями кохотхской и бединовской свит, а также подсвит: первой и четвертой натухайской, нижнегениохской, первой и третьей ахеянской, нижекуниковской. Они характеризуются относительно высоким содержанием первого (в среднем 6%) и второго (42%) элементов натуральных циклитов (в основном 12-го класса), тонкого флиша и тонкого силта, низкой долей биогенных пород (40%), а также третьих элементов натуральных циклитов (45%).

Вторые ЭЦ7 сложены отложениями подсвит: ниже- и среднеананурской, второй натухайской, четвертой ахеянской, средне- и вышекуниковской. Они характеризуются высоким содержанием лютитовых слоев (2%), грубого флиша (11%) и грубого силта (22%), низкой долей киллов IV ЭЦ (0,02%), обвальных оползневых брекчий и олистостромов O ЭЦ (0,1%), песчаников I* ЭЦ (0,8%).

Третьи ЭЦ7 представлены керкетской, гениохской и пенайской свитами, а также подсвитами: вышеананурской, третьей натухайской, второй ахеянской, ниже- и среднемысхакской. Они характеризуются высоким содержанием III ЭЦ натуральных Ц (67%) и биогенных пород (61%), низкой долей I ЭЦ (2%) и II ЭЦ (30%), грубого (8%) и тонкого флиша (14%), тонкого силта (10%) и минимального количества пульситов — натуральных циклитов без III ЭЦ (11%).

Сходство элементов циклитов 7-го класса столь велико, что это нередко приводило к ошибкам при геологическом картировании /8/. Трудно различаются III ЭЦ7: керкетская и гениохская свиты, третья подсвита натухайской свиты и вторая подсвита ахеянской свиты. Нелегко отличить первые ЭЦ7, например первую и третью подсвиты ахеянской свиты.

Длительность образования Ц7: Кохотско-айвинского - 4,14 м.л., Натухайского - 3,65 м.л., Гениохского - 4,12 м.л., Нижнеахейского - 2,52 м.л., Верхнеахейско-пенайского - 3,94 м.л., Бединовского - 2,24 м.л., Куниковско-мысхакского - 3,12 м.л., Супсехского - 4,68 м.л., Ильхидагского - 3,40 м.л., в среднем длительность Ц7 равна $3,53 \pm 0,28$ т м.л., что хорошо совпадает с предыдущими оценками из /3/.

Из восьми границ ярусов верхнего мела с контактами Ц6 и Ц7 совпали лишь четыре основания сеноманского, кампанского, маастрихтского и датского. Из десяти рубежей Ц7 четыре точно совпали с границами серий (маркотхской, мефодиевской, прасковеевской) и натухайской свиты. Остальные совпали с основаниями свит (гениохской и Горячего Ключа) и подсвит (третьей ахейской и среднекуниковской) с небольшими отклонениями, от 3 до 29 м, в пределах точности определения границ этих стратонов.

Среди верхнемеловых отложений выделено 39 циклитов 8-го класса (Ц8) по существенному, в среднем в 1,4 раза по двум Ц8, увеличению скорости седиментации в смежных Ц9. Второй и Третий Натухайские верхнетуронско-нижнеконьякские Ц8 состоят из двух элементов каждый. Первые элементы циклитов 8-го класса (I ЭЦ8) характеризуются повышенным содержанием грубого (2%) и тонкого флиша (19%), песчаников и алевролитов (10%), пульситов без Ш ЭЦ (19%), пониженной долей биогенных пород (80%), отсутствием грубого и низким содержанием тонкого флиша (14%), песчаников и алевролитов (7%), пульситов без Ш ЭЦ (16%). Единственный компонент - биогенные породы, повышенное содержание которых характерно для II ЭЦ8, позволяют рекомендовать его в качестве критерия при выделении Ц8, а также Ц9, Ц10, Ц11 и Ц12.

Длительность образования Ц8 в среднем равна 815 ± 29 т тысяч лет (т.л.), что не противоречит ранее установленным данным /3/.

Среди верхнемеловых отложений Северо-Западного Кавказа выделено 39 Ц8 и 44 подсвиты. Таким образом, циклиты 8-го класса примерно соответствуют подсвитам. Это, например, ниже- и среднекохотская подсвиты, заканчивающиеся пачками биогенных пород, совокупность верхнекохотской и нижнеананурской подсвит, в точности соответствующие Ц8. Из 24 границ Ц8 (без границ Ц8, совпадающих с рубежами Ц7, Ц6 и Ц5) только четыре точно совпа-

ли с основаниями подсвит: средне- и верхнекохотхской, среднеананурской и верхнеананурской; восемь не совпали с отклонениями, не превышающими 25% мощности подсвита: нижнелихтеровской (1 м), верхнепенайской (6 м), верхнегениюхской (12 м), среднепичинской (13 м), второй акеянской (17 м), нижнегениюхской (23 м), среднелихтеровской (24 м), четвертой натухайской (29 м); половина границ — 12 из 24 — не совпала с контактами подсвита.

Границы всех циклитов 5-го, 6-го, 7-го и отчасти 8-го классов использовались при геологическом картировании и при корреляции разрезов: локальной (до 50 км), региональной (до 300 км) и межрегиональной (до 1500 км). Локальная и региональная корреляции проводились послойно, межрегиональная — по пачкам и гравинам подсвита.

Во Втором и Третьем Натухайских верхнетуронско-нижнекохотхских Ц8 выделено одиннадцать циклитов 9-го класса (Ц9), по значительному (в 1,60 раза) увеличению скорости седиментации в смежных Ц10, с 32 до 51 мм/год. Перечисленные Ц9 состоят из двух элементов каждый.

Первые элементы Ц9 определяются по повышенному содержанию аяксов грубого (11%) и тонкого (33%) флиша и связанных с ними циклитов, характерных для флишевых формаций, грубозернистых нефлишевых отложений (2%), песчаников (1,2%), тонкого силта (2%), пород П ЭЦ натуральных циклитов (31%) и I ЭЦ (14%), пульситов без III ЭЦ (38%); пониженной долей биогенных пород (52%) и тонкозернистых нефлишевых слоев I*ЭЦ (0,9%).

Вторые элементы рассматриваемых Ц9 характеризуются повышенным содержанием биогенных пород (68%) и тонкозернистых нефлишевых слоев I*ЭЦ (1,3%), то есть циклитами типа I* + III ЭЦ, пониженной долей аяксов грубого (4%) и тонкого флиша (25%) и связанных с ними циклитов, чаще встречающихся во флишевой формации (16%), грубозернистых нефлишевых отложений (1%), песчаников (0,7%), тонкого силта (1,4%), пород П ЭЦ (19%) и I ЭЦ (11%), пульситов без III ЭЦ (21%).

Продолжительность образования рассмотренных одиннадцати Ц9 колеблется от 110 до 290 т.л. и в среднем равна 198 ± 19 т.л.

Среди верхнемеловых отложений Северо-Западного Кавказа выделена 181 пачка со средней длительностью образования 173,6

т.л., например, в среднекохотхской подсвете три пачки со средней продолжительностью формирования 189 т.л. Некоторые подсветы по длительности своего формирования соответствуют Ц9: нижне- (195 т.л.) и средненавагирская (238 т.л.). С другой стороны, некоторые пачки по времени образования соответствуют I-3 Ц9. Это, например, пять пачек стопластовой подсветы по 407 т.л.; в среднем каждая из них соответствует двум Ц9 и т.д.

Контакты всех Ц9 использовались при геологическом картировании, при дешифрировании аэрофотоснимков и послышной корреляции разрезов, локальной, региональной и межрегиональной. Так, например, основание Второго Ц9 Айвинского Ц8 совпадает с нижней границей керкетской свиты. Основание пенайской свиты, верхнекеркетской и средненавагирской подсвет совпадают с границами Ц9. Очень эффектно проявляются Ц9 в бединовской свите. Первые элементы Ц9 здесь соответствуют пачкам с повышенным содержанием мергелей; они хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках по полосам с густой кустарниковой растительностью.

Среди верхнетуронско-нижнеконьякских отложений Андреевского разреза в отмеченных выше Ц9 выделено 15 циклитов 10-го класса (Ц10) по значительному, примерно в полтора раза, увеличению скорости седиментации в смежных Ц11. Как и Ц9, они состоят из двух элементов. I ЭЦ10 отличается от II ЭЦ10 повышенным содержанием аяксов грубого и тонкого флиша, пониженной долей биогенных пород III ЭЦ. Продолжительность образования Ц10 составляет для рассмотренных циклитов $4I, I \pm 3, I \pm$ т.л., что не противоречит выводам в предыдущей работе /3/.

Из картируемых стратонов только среднеананурская подсвета соответствует Ц10 (29 т.л.). В основном же Ц10 отражают их текстуру, хорошо заметную на аэрофотоснимках по тонкой "рустовке" чередующихся темных и светлых полос. Разный характер рустовки является диагностирующим признаком того или иного стратона.

Границы картируемых стратонов, как правило, совпадают с контактами Ц10. Из 45 границ 21 точно совпали с контактами Ц10, 15 не совпали с незначительными отклонениями, не превышающими 25% мощности Ц10, девять не совпали.

Циклиты II-го класса, или пакеты, хорошо заметны на обнажении по изменчивости состава отложений. Так, например, среди верхнетуронско-нижнеконьякских отложений было выделено 47 Ц11

со средней продолжительностью $8,52 \pm 0,29^t$ т.л., что совпадает с ранее полученными выводами /3/. Крайне резкое отличие первого и второго элементов ЦП (в десятки раз по содержанию тонкозернистых нефлишевых и биогенных пород, в несколько раз по доле флишевых и силтовых образований) использовались для выделения простейших групп циклитов — пакетов, мощность которых изменялась от 0,4 — 0,8 м в верхнем сантоне до 3 — 6 м в нижнем дании, составляя в среднем I — 2 м. Пакеты использовались в качестве первой генерализации натуральных циклитов при расчленении и корреляции разрезов. Границы пакетов, как правило, прослеживаются на всем расстоянии от Анапы до Головинки. При расчленении разрезов границы всех картируемых стратонов принимались с точностью до ЦП.

Циклиты I2-го класса среди изученных отложений чаще всего соответствовали натуральным флишевым циклитам с дециметровыми прослоями биогенных пород, или сантислоям лютитов Ш ЭЦ. Длительность образования ЦП2 в среднем (по ЗП ЦП2 верхнетуронских отложений) равна 1765 ± 18^t году, что не противоречит ранее полученным выводам /3/.

Циклиты I3-го класса, соответствующие по времени образования геологическим секундам длительностью от 225 лет в раннем сеномане до 290 лет в позднем дании, нередко бывает представлены натуральными циклитами с прослоями Ш ЭЦ толщиной от 3 до 23 мм в зависимости от карбонатности и геологического возраста, в особенности среди "неспокойных" туронских и датских отложений.

Наноциклиты I4-го, I5-го, I6-го и I7-го классов с продолжительностью образования от года до 220 лет чаще представлены слоями, редко очень тонкими слоями. Они подробно рассмотрены в статье "Определение геологического возраста по наноциклитам" настоящего сборника.

Ликоциклиты. Мерой длительности седиментации является мощность преимущественно биогенных пород и продуктов их растворения — глин (лютитов) Ш ЭЦ. Среди верхнемеловых отложений 19% натуральных циклитов лишены прослоев Ш ЭЦ. Не исключено, что часть тонких прослоев Ш ЭЦ уничтожается последующей денудацией. Однако есть натуральные циклиты без Ш ЭЦ, например, в анапурской свите, которые не могут быть отнесены к этой категории, так как они содержат миллислои алевролитов, к тому же, вероят-

но, воловото происхождения /9/. Образование таких циклитов, по-видимому, связано с фошпоками и афтершоками землетрясений. Другими словами, циклиты без III ЭЦ вероятнее всего образуются за столь небольшие промежутки времени, что толщина слойка биогенной породы, измеряемая десятками и единицами микронов, просто не "улавливается" при геологическом описании. По аналогии с современными пикоциклитами выделены Ц18 со средней продолжительностью образования в 3 месяца, Ц19 - две недели (лунный пикоцикл), Ц20 - один день (суточный пикоцикл) и Ц21 - 160 минут (трехчасовой пикоцикл).

Границы циклитов любого класса прослеживаются всегда лучше любых других границ внутри цикла /5/. Этим и определяется предпочтительность выделения циклокомплексов, циклосерий, циклов свит, циклопачек по сравнению с традиционными комплексами, сериями, свитами, пачками. Так, например, при геологическом картировании отмечалась лучшая выдержанность границ подсвит: ниже- и среднеананурской, ниже- и среднекуниковской по сравнению с границами самих свит. Это связано с тем, что первые соответствуют рубежам Ц7 и Ц8, вторые - на два класса ниже - Ц9 и Ц10. Тем не менее границы многих десятков выделенных С.Л.Афанасьевым свит и около сотни подсвит /I, II/ устанавливались на рубежах не ниже Ц11, чаще Ц10 или выше. Это обеспечило надежность корреляции верхнемеловых отложений, позволило выделить надгоризонты, горизонты и подгоризонты для всего Большого Кавказа /2/.

Л и т е р а т у р а

1. Афанасьев С.Л., Маслакова Н.И. Сб.тр.Всес. заочн.политехн.ин-та, вып.37. М.,1967, с.106-136. - 2. Афанасьев С.Л. Сб.тр. Всес.заочн.политехн. ин-та, вып.120. М.,1978, с.54-75. - 3. Афанасьев С.Л. Изв.вузов. Геол.и разв. № 2, 1980, с.11-19. - 4. Афанасьев С.Л. В сб.: Математические методы анализа геологических явлений. М.,Наука, 1981, с.17-33. - 5. Вассович Н.Б. Флиш и методика его изучения. Гостоптехиздат. Л.-М., 1948, 216 с. - 6. Геологический словарь, т.2. М.,Недра, 1978, 456 с. - 7. - Геология СССР, т.IX. Северный Кавказ, ч.I. М.,Недра,1968, 750 с. - 8. Коншин А.М. Материалы для геологии Кавказа, сер.3, кн.3. Тифлис,1902, 240 с. - 9. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.,Наука, 1974, 438 с. - 10. Милановский Е.Е. Природа, № 7, 1978, с.22-34. - 11. Стратиграфический словарь СССР. Триас, юра, мел. Л., Недра, 1979, 592 с.

О ПОИСКЕ ПЕРСПЕКТИВНЫХ СЛОИСТЫХ ТОЛЩ И ИХ КОРРЕЛЯЦИИ НА
ОСНОВЕ ФОРМАЛЬНОГО ЗАДАНИЯ, ОПИСАНИЯ И СОПОСТАВЛЕНИЯ
КОЛОНОК

Основные объекты нашего рассмотрения - геологические колонки (для краткости - "колонки", термин "разрезы" будем считать синонимом). Примеры колонок: стратиграфическая колонка, геолого-геофизический разрез скважины, одномерный скоростной разрез. Упрощенно и неформально под колонкой мы понимаем совокупность данных, отнесенных к отрезку некоторой линии под дневной поверхностью $\underline{\Omega}$. Пусть R - трехмерное евклидово пространство внутри $\underline{\Omega}$. Формально под "колонкой" будем понимать /2/ ограниченное в R и упорядоченное множество точек $Q = \{q_i\} \subset R$, размещенных в узлах сети T , каждой из которых приписан вектор $(f_1^i, f_2^i, \dots, f_I^i)$ значений свойств $F = \{f_j\}$ ($j = 1, 2, \dots, J$), определенных с помощью фиксированных процедур $P = \{P_j\}$, в шкалах $S = \{s_j\}$ и с абсолютными ошибками $E = \{\varepsilon_j\}$, где $i = 1, 2, \dots, J$.

Предполагается, что функции F могут быть неизмеримыми - если $\forall q_1, q_2 \in R$, расстояние $\bar{r}(q_1, q_2)$ между точками q_1 и q_2 не определено (такая ситуация имеет место при отсутствии достаточно точной привязки керна или при неучете мощностей слоев при сопоставлении толщ).

Зададимся следующими классифицирующими свойствами и их значениями: (1) вид функций $F : F_1$ - измеримые, F_2 - неизмеримые; (2) мощность I множества $Q : I < \infty, I = \infty$; (3) вид сети $T : T_1$ - регулярная (дискретная сеть с одинаковыми расстояниями между соседними узлами), T_2 - нерегулярная дискретная, T_3 - непрерывная (континуум), T_4 - расстояние между узлами сети не определено; (4) мощность множества F ($J = \text{card}(F) : J = I, J > I$); (5) вид шкал $\{s_j\}$, в которых определены значения $f_j : A$ - арифметическая, Π - порядка, N -

наименований. Исходя из свойств (I) + (5) и их значений и учитывая бинарные ограничения на совместимость этих значений, получаем следующие 20 возможных классов колонок:

Вид	Измеримые										Неизмеримые									
мощность Q	$I = \infty$					$I < \infty$					$I < \infty$									
вид T	T_3			T_I			T_2				T_4									
мощность F	$I > I$		$J = I$			$J > I$			$J = I$		$J > I$		$J = I$			$J > I$				
вид B	A	A	A	П	Н	A	П	Н	A	П	Н	A	П	Н	A	П	Н	A	П	Н
номер класса	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20

Эта классификация необходима для указания классов колонок Q , пригодных для ввода в ЭВМ; для указания допустимых и необходимых процедур предварительной обработки данных каждого из классов; для указания допустимых алгоритмов описания колонок каждого класса.

Известные и некоторые введенные нами приемы позволяют преобразовать колонку: $Q_g \rightarrow Q_h$, где g, h - номера классов; однако это возможно не для всех пар (g, h) . Нами построена и проанализирована матрица допустимых, необходимых и достаточных преобразований вида $Q_g \rightarrow Q_h$ и указаны виды необходимых преобразований /2/.

Для описания колонок классов I, II, I7 нами построены новые алгоритмы /2/, удовлетворяющие требованиям к описанию колонок. В частности, для колонок класса I7 ("последовательность монопородных слоев") построена новая усовершенствованная система терминов, понятий и формальных моделей для "породно-словых ассоциаций", сохранившая, по возможности, преемственность с аналогичными системами.

Задание, расчленение, описание и сопоставление колонок осуществляется, в основном, для следующих целей: (1) корреляция колонок или их частей, (2) построение сводной колонки,

(3) поиск перспективных слоев и толщ в колонках. Цели (1) и (2) являются, по нашему мнению, второстепенными по отношению к основной цели (3), в связи с чем корреляция разрезов и, тем более, их расчленение должны рассматриваться не как самостоятельные задачи, а как подзадачи задачи (3).

Неформально и упрощенно задачи поиска перспективных слоев и толщ в колонках можно представить так /3/.

Пусть K - множество колонок, каждая из которых описана значениями косвенных свойств (например, наличием в ней определенных циклов). Будем называть колонку "полезной", если в ней обнаружено проявление полезного ископаемого; в противном случае колонку будем называть "пустой". Пусть $K' \subset K$ - множество колонок обучения, которые исследованы прямыми методами на полезность, и пусть $K' = K_1' \cup K_2'$, где K_1' - подмножество полезных колонок, K_2' - подмножество пустых колонок. Пусть $K'' = K \setminus K'$ - множество колонок, не исследованных прямыми методами на полезность. Требуется: разработать математическое обеспечение и автоматизированную систему (АС) по решению следующих двух оптимизационных задач: (а) обучившись на материале колонок K' (выявив связи между значениями прямого свойства - полезности - и косвенных свойств), постараться выделить в пределах любой колонки из K'' толщи, перспективные на полезность с указанием величины, показателя достоверности (риска) \mathcal{X}_1 ; (б) обучившись на K' , предсказать, следует ли ожидать в продолжении каждой из колонок из K'' (в частности, ниже забоя скважины) нахождение перспективных толщ и с какой величиной показателя достоверности \mathcal{X}_1 . Общий критерий эффективности должен быть функцией от \mathcal{X}_1 и показателя \mathcal{X}_2 экономической эффективности метода.

Следует заметить, что существуют различные АС, предсказывающие перспективность не толщ, а отдельных слоев. Однако "послойный" подход не позволяет выявлять тела-индикаторы (толщи), аналогичные телам-формациям в геологии; это - следствие неучета вещественно-структурных закономерностей колонок, которые могут оказаться наиболее информативными.

Для решения задач (а) и (б) нами даны их формальные постановки, рассмотрены варианты решения, разработана и отлажена АС "ПОЗАК", решающая эти задачи на ЭВМ БЭСМ-6 и помогающая в решении задачи стратиграфической корреляции /3/. В настоящее время нами ведется работа по расширению возможностей АС "ПОЗАК", главным образом в плане обогащения моделями вещественно-структурных свойств

на базе регулярного подхода к описанию геологических колонок и в плане совершенствования процедуры принятия решений.

При решении задач (а) и (б) основное внимание нами уделялось процедурам формального задания и описания колонок /4/.

Традиционно заданием и описанием колонки или ее части считается задание исходных свойств, характеризующих слои колонки и границы между ними, классов фаций и (или) формаций для толщ колонки и некоторых физико-химических функций вдоль колонок (в частности, каротажных диаграмм /2/).

Из других применяемых в геологии способов описания следует упомянуть те, которые связаны с вычислением некоторых производных свойств толщ на основе значений перечисленных исходных свойств. К таким способам относятся: аппроксимация толщ некоторыми простейшими моделями геотекстурности — непрерывными (гармоническими и трендгармоническими) и дискретными ("ритмы", "циклы" и т.п., цепи Маркова и др.), вычисление экстремумов спектров автокорреляционных функций для кривых, заданных на колонке /2/.

Общими недостатками указанных способов являются узость и нерегулярность подхода к описанию толщ, опора на несовершенные методологические положения, отсутствие постановок задач и, даже, явно фиксированных целей, ради которых строится процедура описания, отсутствие формальной проверки качества совпадения исходного задания колонки с аппроксимирующей моделью, описывающей колонку. Эти вопросы подробно рассмотрены ранее /2/. Вопросы формального выделения и задания колонок в традиционных геологических работах не рассматриваются и даже не ставятся.

С наших позиций /2, 4/ процедура описания неизбежно должна предшествовать процедуре выделения колонки, в которую входит задание поля выделения (области эмпирических исследований), процедуры, свойств, сети, шкал, погрешностей эмпирических исследований для выделения и процедура задания колонки (перенаблюдение), в которую входит задание значений таких же параметров. Под процедурой описания мы понимаем алгоритмическое отображение $Q \xrightarrow{A} v_Q$, где v_Q — некоторое слово (в частности, вектор), $v_Q \in V(L), V(L)$ — словарь некоторого языка описания, L , A — алгоритм описания. Эти L , $V(L)$ и A соответствуют свойствам-характеристикам разработанной нами универсальной схемы алгоритмического описания геологических тел /1, 2, 4/. Ха-

характеристики объединены в 4 группы, соответствующие описанию тела и его частей с точки зрения геометрии и вещественного состава, и выделяются, исходя из различных начальных представлений тела и из возможных сочетаний геометрических и вещественных преобразований над телом, относительно которых характеристика инвариантна. Необходимость процедуры описания вызвана упрощением задания колонки (переход от матрицы точки-свойства к вектору) и переходом от значений свойств задания, поточечно представляющим колонку, к свойствам описания, относящимся ко всей колонке в целом; это облегчает процедуру формального сопоставления колонок при решении задач корреляции и поиска. Такое формальное сопоставление осуществляется с помощью мер сходства.

Л и т е р а т у р а

1. Воронин Ю.А., Еганов Э.А. Тр. СНИИГТимСа, вып. 79, Новосибирск, 1968, с.36-48; - 2. Воронин Ю.А., Сергеев В.А. Описание геологических тел: итоги и перспективы. Отчет/ ВЦ СО АН СССР. - Новосибирск, 1979, 674 с. - 3. Сергеев В.А. В сб.: Машинные методы обнаружения закономерностей. - Новосибирск, 1976, с. 36-47. - 4. Сергеев В.А. В сб.: Применение математических методов и ЭВМ при поиске полезных ископаемых. - Новосибирск, 1980, с. 64-73.

В.П.Апарин, В.М.Киселев, Е.Ю.Гошко

ВЫДЕЛЕНИЕ МЕГАЦИКЛОВ С ПОМОЩЬЮ СПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА

В в е д е н и е. Для выявления цикличности осадконакопления по конкретным геологическим разрезам уже разработаны статистические методы анализа, выделение же мегациклов геологических процессов, т.е. циклов, длительность которых превышает 10^7 лет /1/, производится до сих пор эмпирически, по хронологическим вариациям того или иного параметра процесса. В настоящей работе сделана попытка применить спектральный анализ для выделения мегациклов в изменениях относительных скоростей перемещения континентальных блоков, рассчитанных на основе палеомагнитных данных /2/, в вариациях скоростей осадконакопления

на континентах /8/ и в некоторых других глобальных процессах. (Нормировка исходных данных по возрастным интервалам, т.е. представление характеристик процессов в виде скоростей или интенсивностей, обусловлено различной длительностью геологических эпох). Основная цель настоящей работы — поиск взаимосвязи вертикальных движений коры и перемещений литосферных блоков.

Трудности корректного выделения скрытых периодичностей в рассмотренных процессах обусловлены тем, что неизвестна статистика распределения исходных первичных параметров по эпохам и внутри эпох. Продолжительность предполагаемых циклов сравнима с длиной шкалы фанерозоя. Это практически исключает возможность использования для выявления мегациклов методов, соответствующих модели детерминированного тренда со случайной ошибкой. Поэтому в качестве рабочей модели в настоящем исследовании была рассмотрена модель стационарного случайного процесса. Обсуждение реальности такого подхода выходит за рамки данной статьи. Заметим только, что альтернативой рассмотренной модели случайного процесса будет, по-видимому, только неопределенный процесс, что подразумевает отсутствие каких-либо закономерностей в протекании геологических явлений в фанерозое, с чем трудно согласиться.

М е т о д и к а. Выявление скрытых периодичностей было произведено посредством спектрального анализа исходных данных. По своему определению функция спектральной плотности случайного процесса отражает наличие не только гармонических компонент, но и любых периодических циклов достаточно произвольной формы. Последнее весьма существенно в нашем случае, поскольку вероятно, что геологические процессы протекают не по гармоническому закону.

Оценка функции спектральной плотности производилась по методу максимальной энтропии (ММЭ), который был предложен в 1968–1969 гг. Дж.Бургом и получил широкое распространение в геофизике. Суть метода состоит в следующем. Пусть ряд $x_0, x_1, x_2, \dots, x_N$ представляет собой дискретную запись с шагом Δt реализации некоторого стационарного случайного процесса с нулевым математическим ожиданием. Предположим, что элементы этого ряда являются $(N + 1)$ -мерной гауссовской величиной. Показано /4/, что в этом случае энтропию H случайного процесса можно представить в виде:

$$H = \frac{1}{2} \ln \{ \text{Det } T_N \} ,$$

где T_N - матрица Тёплица с элементами

$$t_{mn} = M \{ x_k, x_{k-m+n} \} = R(m-n),$$

равными значениями автокорреляционной функции R процесса. Плотность энтропии процесса определим как

$$h = \lim_{N \rightarrow \infty} \frac{H}{N+1} = \lim_{N \rightarrow \infty} \frac{1}{2} \ln \{ (\text{Det } T_N)^{1/(N+1)} \} ,$$

и по теореме Сегё с условием, что $\text{Det } T_N = \lambda_0 \cdot \lambda_1 \cdot \dots \cdot \lambda_N$, где λ_j - собственные значения матрицы T_N , можно получить уравнение связи плотности энтропии со спектральной плотностью процесса /12/:

$$h = \frac{1}{2} \ln 2 f_N + \frac{1}{4 \cdot f_N} \int_{-f_N}^{f_N} \ln [S(f)] \cdot df , \quad (1)$$

где $f_N = 1/2 \Delta t$ - частота Найквиста и

$$S(f) = \Delta t \sum_{k=-\infty}^{+\infty} R(k) \cdot \exp(-2\pi \cdot if \cdot \Delta t \cdot k),$$

оценка функции спектральной плотности на частоте f .

Оценка $S(f)$ с использованием ММЭ основывается на требовании стационарности энтропии относительно неизвестных автокорреляций:

$$\partial H / \partial R(k) = 0 \quad /k/ \geq N + 1 .$$

Это условие с учетом (1) позволяет получить оценку $S(f)$ в виде:

$$S(f) = \frac{P_{n+1}}{2f_N/I + \sum_{s=1}^n \gamma_s \exp(2\pi i \cdot f \cdot \Delta t \cdot s/2)} , \quad (2)$$

где P_{n+1} и γ_s - постоянные. Можно показать /3/, что постоянные имеют смысл членов фильтра ошибок предсказания длины $n+1$ ($\gamma_0 = I$), а P_{n+1} - мощность ряда ошибок предсказания, причём γ_s и P_{n+1} связаны между собой посредством системы уравнений

$$\sum_{s=0}^n \gamma_s R(s-k) = \delta_k \cdot P_{n+1} \quad (3)$$

для $k = 0, 1, 2, \dots, n$. Таким образом, оценка функции спектральной плотности по методу максимальной энтропии сводится к определению значений γ_{β} и R_{n+1} из системы (3). Одним из способов решения системы (3) является рекурсивный метод, предложенный Бургом. Алгоритм этого метода представлен, например, в работах /4, 12/.

Достоинствам и недостаткам ММЭ посвящена достаточно обширная литература. ММЭ хорошо адаптируется к характеристикам случайного процесса, слабо зависит от уровня шумовых помех. Система автокорреляционных функций, по которой производится оценка $S(f)$, строится только на основе той информации, что заключена в записи самого процесса. В этом принципиальное отличие ММЭ от методов оценок спектральной плотности с использованием взвешивания автокорреляций. Метод максимальной энтропии обладает высокой разрешающей способностью, что позволяет с его помощью анализировать спектральный состав процессов, заданных короткими реализациями. В этом плане метод максимальной энтропии является, по-видимому, единственным методом, с помощью которого можно получить количественную оценку продолжительности мегациклов в фанерозое. К числу недостатков ММЭ следует отнести отсутствие строгого обоснования оптимального числа рекурсий при решении системы (3). Неизвестна также точность оценки $S(f)$, неоднозначна связь этой оценки с амплитудой гармоники или цикла. Это делает невозможным определение амплитуды и фазы выявленной периодичности. Поэтому при анализе процессов, заданных длинными реализациями, обычный анализ Фурье оказывается более информативным.

Методы спектрального анализа, и ММЭ в том числе, рассчитаны на равномерную выборку данных из анализируемого процесса. Этому условию не удовлетворяет исходная геологическая информация, отнесенная к геологическим эпохам. Поэтому для получения равномерной выборки мы вынуждены были произвести интерполяцию данных. С учетом количества данных в геологической шкале ($N \sim 20 + 30$) и согласно средней точности определения их по хронологической шкале интерполяция была произведена с шагом $\Delta t = 20$ м.л.

Собственные ошибки исходных данных и ошибки, внесенные в результате интерполяции, способны внести искажения в реальный спектр рассматриваемого процесса. Учитывая это, мы дополнитель-

ю к спектральному анализу провели исследование исходных данных в рамках модели тренда со случайной ошибкой. Характер тренда определяется методом полиномиальной регрессии /1/ по исходной не-равномерной выборке данных с учетом среднеквадратических ошибок. Максимальная степень полиномов в расчетах равнялась 9. Мы полагаем, что если исследованный ряд данных наилучшим образом приближался полиномом степени больше единицы, то выявленные спектральным анализом периодичности неслучайны. Если же степень полинома оказывалась равной 0 или 1, то наличие мегациклов, сравнимых по длине со шкалой фанерозоя, в исследованном процессе сомнительно.

Таблица I

Некоторые результаты спектрального анализа

Вариационные кривые различных процессов	Периоды получения ММЭ, М.л.	Степень полиномиального тренда
<u>Вертикальные движения на континентах</u>		
Русская платформа		
площади моря /9/	222, 55	3
- " - " - /3/	250, 75	2
Скорости погружения /8/	270, 79	-
Сев.Американская платформа		
объемы чехла	250, 78	-
Австралийская платформа		
скорость погружения	250, 89	4
Геосинклинали С.Америки		
объемы формаций	200, 85	3
<u>Горизонтальные движения плит /2/</u>		
Русская платформа	222, 47	-
Сев.Американская платформа	210, 81	3
Сибирская платформа	206, 81	
<u>Палеомагнитные шкалы /6/</u>		
Длительность зоны одной полярности		
Шкала СССР (1982)	160, 100	3
Шкала СССР (1977)	153, 75	-
Ламонтская шкала (1977)	76	
<u>Эволюция органического мира</u>		
Темпы эволюции морской фауны /10/	145, 83	2
Вариации С _{орг.} /5/	210, 85	-

Некоторые результаты. Анализу было подвергнуто около 50 характеристик глобальных геологических процессов. Все исходные данные были разделены на группы в соответствии с характером анализируемого процесса. При этом мы сознавали наличие в исходных данных разнородного материала, обусловленного неравномерностью погружения по площади и глубине блоков коры и недостаточной изученностью отдельных областей континентальных блоков. В результате спектрального анализа обнаружилась определенная иерархия и общие закономерности. В погружении платформ, в так называемых колебательных и волновых движениях, доминируют два периода: 220–250 м.л. и 75–90 м.л. Как видно из таблицы, данным спектрального анализа не противостоят результаты исследования полиномиального тренда. В горизонтальной подвижности плит выделяются примерно такие же периоды, что, вероятно, обусловлено тесной взаимосвязью этих движений. Подтверждением этого предположения могут служить аналогичные результаты по геосинклинальным областям, которые формируются на границах плит как результат горизонтальных движений. Таким образом, динамика накопления литологических формаций и горизонтальная подвижность плит характеризуются одними и теми же основными периодами. Спектральный анализ изменений полярности геомагнитного поля и скорости вымирания фауны обнаружил только один общий в сопоставлении с вышеприведенными циклами период 75–90 м.л., который является как бы сквозным для всех геологических событий. Наоборот, анализ вариаций C_{org} , которые совокупно отражают эволюцию тектонических условий и рост биомассы, подтверждает описанную выше иерархию циклов в бассейнах осадочного накопления.

Л и т е р а т у р а

1. Андерсон Т. Статистический анализ временных рядов. М., Мир, 1976, 695 с. – 2. Апарин В.П. ДАН СССР, 1980, т. 253, № 1, с.200. – 3. Казаринов В.П. Бюлл. МОИП, отд.геолог., т. 51, № 1, 1976, с.5–31. – 4. Киселев В.М. Неравномерность суточного вращения Земли. Новосибирск, Наука, 1980, 158 с. – 5. Неручев С.Г. ДАН СССР, 1979, т.247, № 3, с.664. – 6. Палеомагнитология. Л., Недра, 1982, ред. Храмов А.Н., 310 с. – 7. Пугачев В.С. Теория случайных функций. М., Наука, 1965, 240 с. – 8. Ронов А.Б.Осадочная оболочка Земли. М., Наука, 1980, 80 с. – 9. Яншин А.Л.

Бюлл. МОИП, отд. геолог., т. 48, вып. 2, 1973, С. 3 - 24. -
Ю. Implications of continental drift. v.2, 1973. Acad N.Y.
430 pp. - II. Megacycles. Benchmark papers in Geology, 1981,
editor G.B.Williams, 434 pp. - I2. Smile D.B., Clarc G.K.,
Ulrich T.I. In: Methods of Computational Physics, Acad N.Y.,
v. 13, pp. 391-430

В.М.Лайкам, М.З.Валитов, В.П.Павлов

ЦИКЛИЧЕСТВО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В КАРБОНАТНОМ РАЗРЕЗЕ БАШКИРИИ И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА ФОРМИРОВАНИЕ ПРОДУКТИВНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Циклический метод изучения разрезов скважин в последнее время широко применяется в нефтяной геологии /1, 2 и др./. Разработаны общие принципы выделения циклитов, их типы и морфологическая классификация /3/. Исследование и выделение циклитов в осадочных толщах позволяет дифференцировать разрез на части, сходные по условиям формирования, литологическому составу, что используется при корреляции разрезов в поисково-разведочных работах и для выявления особенностей разработки нефтяных месторождений.

На месторождениях северо-запада республики, где встречаются промышленные залежи нефти в карбонатных коллекторах, пробурено большое количество скважин, по которым проведен комплекс геофизических измерений, а в ряде скважин отобраны образцы керна. Детальный анализ накопленного материала с целью установления закономерностей распространения коллекторов и их нефтеносности невозможен без привлечения современных вычислительных методов изучения разрезов скважин.

Предварительными исследованиями карбонатного разреза в целом ряде районов Башкирии было установлено, что, несмотря на

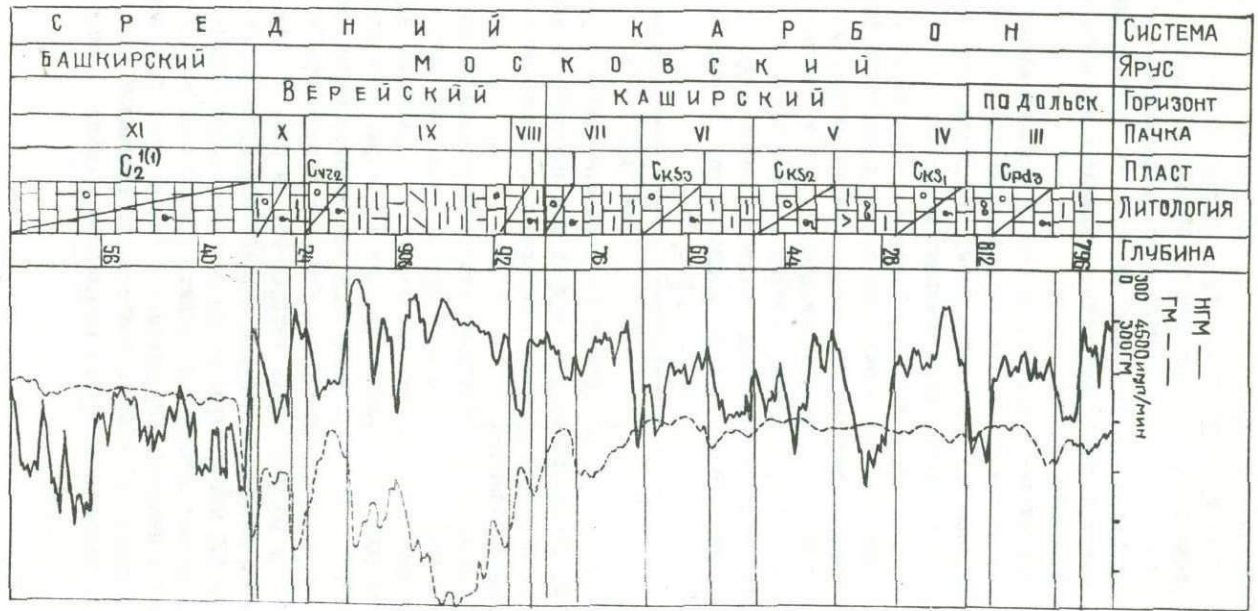
кажущуюся неоднородность, каменноугольные отложения состоят из множества повторяющихся по литологическому составу слоев и пачек. Например, в районах нефтедобычи на северо-западе республики в среднем карбоне было выделено II пачек (мезоциклитов), каждая из которых представлена продуктивным пластом, содержащим прослой коллекторов, и пластом "покрышкой", сложенным глинистым известняком, иногда мергелем или аргиллитом (рис. I).

Отмеченная литологическая изменчивость карбонатных пород отражается и на средней геофизической характеристике. Установлено, что внутри каждого мезоциклита пласты характеризуются следующими основными признаками: нижний — пористопроницаемый пласт — преобладанием отрицательных показаний спонтанной поляризации (СП) и низких показателей по гамма-методу (ГМ), положительных приращений микрозондирования (МЗ) и низких до средних показателей по нейтронному гамма-методу (НГМ) или нейтронному методу (НМ); верхний — плотный, глинистый — преобладанием положительных показаний СП и высоких значений ГМ, средних, высоких и низких значений НГМ и НМ. Из перечисленного полного комплекса геофизических исследований в карбонатном разрезе наиболее эффективным является радиокартаж. Задача исследования заключается в том, чтобы по диаграммам НГМ и ГМ, используя представление о цикличности строения, выделить продуктивные пачки и пласты.

Сущность математической обработки заключается в разложении суммарной кривой осадконакопления (диаграмм НГМ и ГМ) на несколько элементарных кривых в виде макро-, мезо- и микро-циклитов. Макроциклиты соответствуют периоду выделенной синусоиды на диаграмме НГМ и характеризуют подольский, каширский, верейский горизонты и башкирский ярус среднего карбона. Мезоциклиты отмечаются меньшим периодом и соответствуют каждому из горизонтов. И, наконец, интересующие нас мезоциклиты, характеризующиеся еще более высокой частотой периодичности, интерпретируются нами как пачки, содержащие в своем разрезе пласты-коллекторы и плотные пласты-покрышки.

Использование математического аппарата стационарных случайных функций для выделения мезоциклитов (пачек) показано в ряде работ [4]. Первоначально устанавливается, что исследуемые кривые являются квази-периодическими, затухающими и отвечают требованиям стационарности и эргодичности.

Рис. I



Спектральный анализ частот, выполненный по разрезам скважин в среднекаменноугольных отложениях, показал, что кривые радиокаротажа удовлетворяют вышеназванным требованиям и что их можно представить в виде гармонических колебаний с периодами, соответствующими циклическому чередованию пачек и пластов. По функции спектральной плотности определялся диапазон возможных частот и пробный период.

Для вычисления периодов гармоник использовалась схема Балло с реализацией ее на ЭВМ, которая показана на блок-схеме.

Вид гармоник (начальные фазы) определялся методом оценки параметров с помощью доверительных интервалов

$$S(t) = A + \sum (A_j \cos \omega_j t - B_j \sin \omega_j t),$$

где A — математическое ожидание полигармонической функции.

Пример расчета микроциклов по данной методике приведен на рис. 2. Сопоставление мезоциклитов (пачек и пластов) в разрезе среднего карбона с использованием ЭВМ проведено по диаграммам

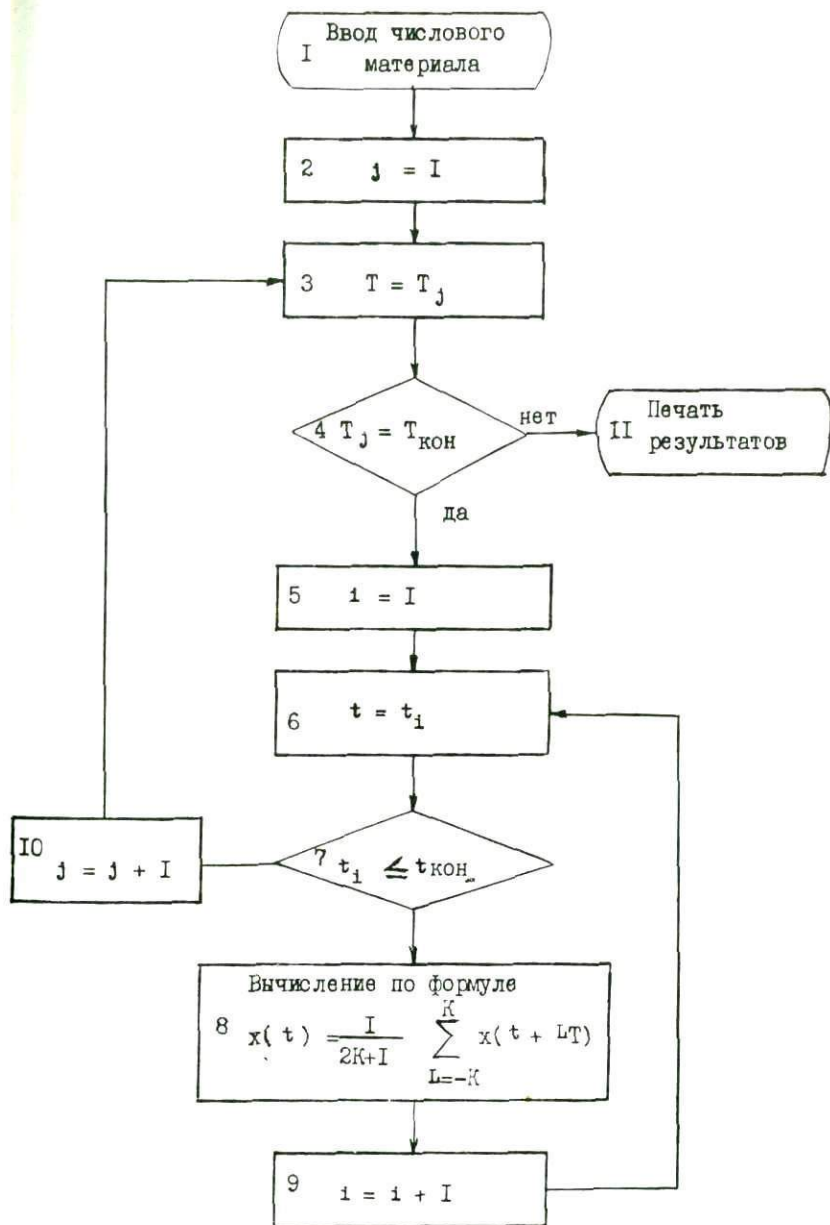
ρ_K путем нахождения коэффициента взаимной корреляции и выделения максимального из этих коэффициентов по формуле

$$K_1 = \frac{n_a \sum a_1 b_1 - \sum a_1 \sum b_1}{\sqrt{n_a \sum a_1^2 - (\sum a_1)^2} \cdot \sqrt{n_b \sum b_1^2 - (\sum b_1)^2}}$$

Предложенный метод массового расчленения и корреляции карбонатных отложений на ЭВМ следует использовать только при автоматическом снятии средних геофизических характеристик по разработанным алгоритмам.

Выявленная строгая цикличность карбонатного разреза может быть нарушена действием ряда других процессов, что затушевывает границы отдельных мезоциклитов. Это характерно для районов и отложений, в продуктивных пластах которых содержится большое количество глинистого материала или имеются значительные размыты. В этом случае отмечаются неполные мезоциклиты и определение их места в разрезе очень затруднено. На рис. 3 приведен пример неполного циклита в разрезе турнейского яруса нижнего карбона. Циклический метод изучения разрезов позволил определить границы выделяемых однотипных циклитов, но приемы выделения и сопоставления циклитов (продуктивных пачек) несколько меняются. За основу выделения каждого циклита (продуктивной пачки) приняты релера, характеризующиеся комплексом промыслово-геофизических

Блок - схема



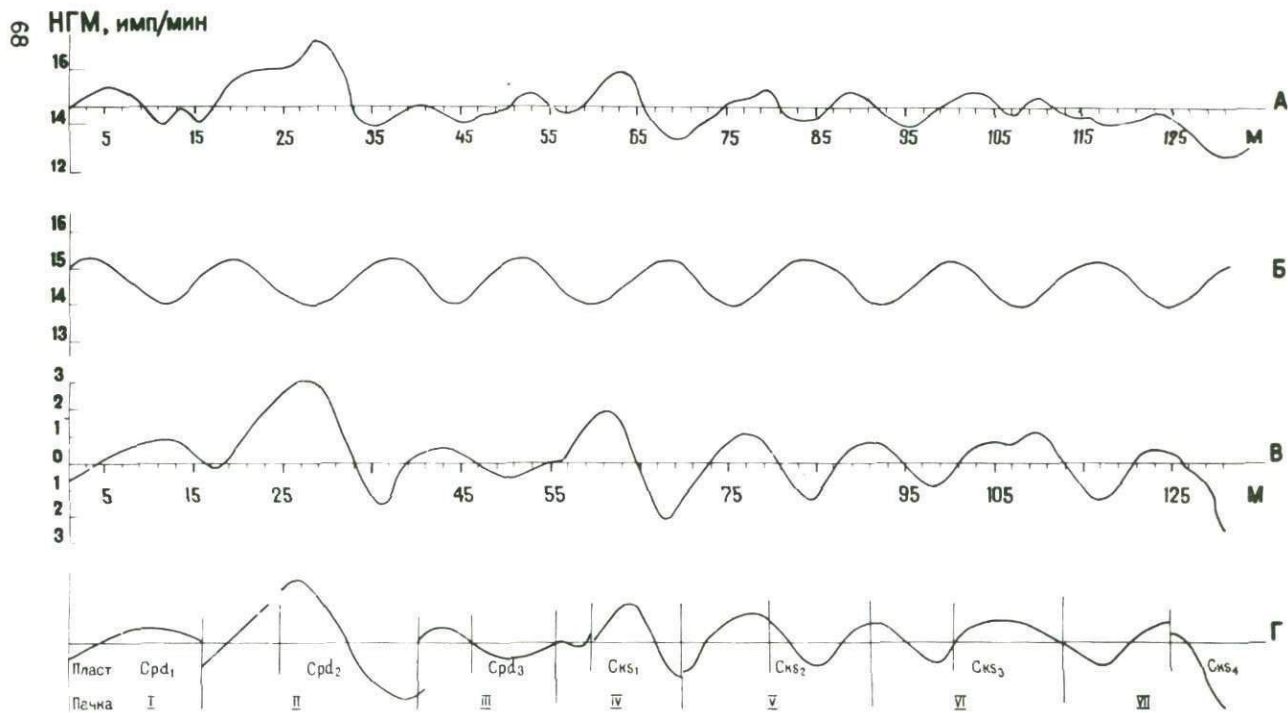


Рис. 2. А - сглаженная кривая по Шеппарду; Б - кривая микроциклов (теоретическая);
 В - кривая первого остатка; Г - микроциклы.

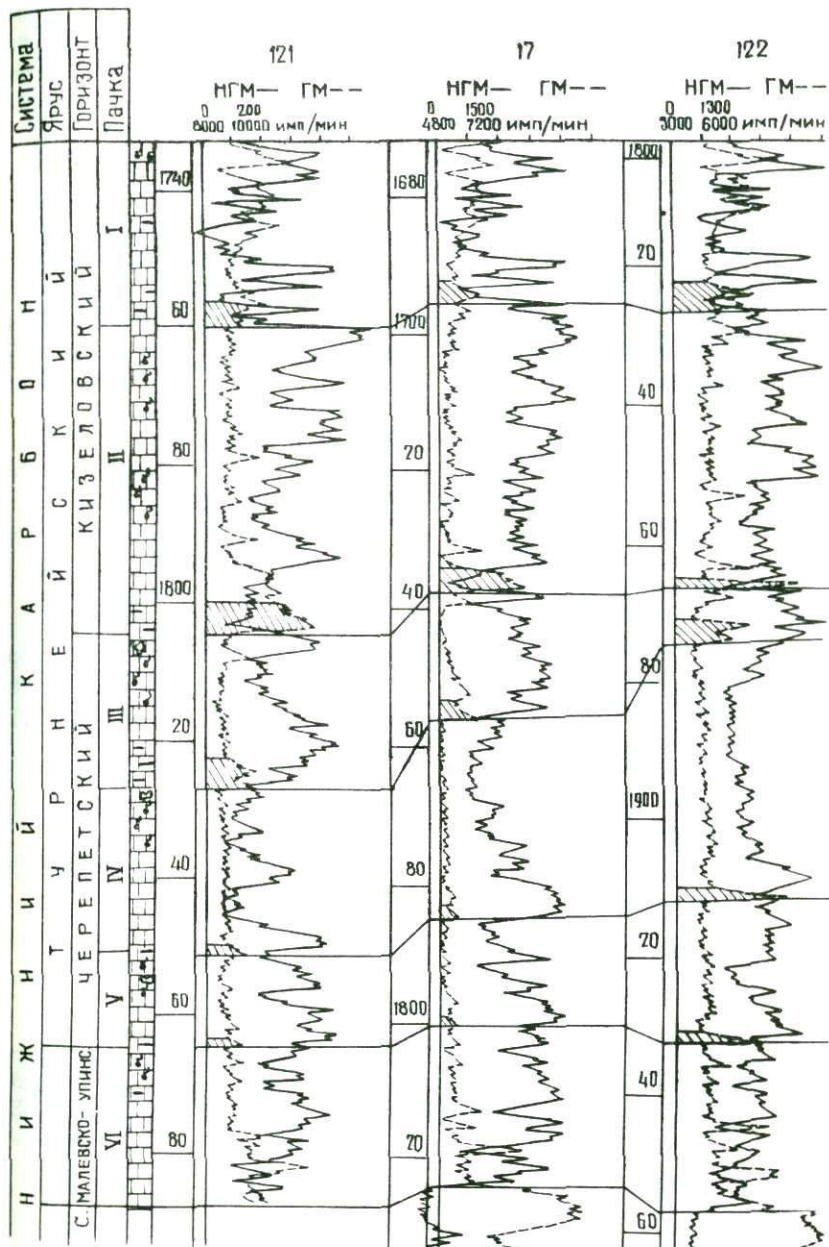


Рис. 3

данных: НГМ, ГМ, КС, СП, МЗ. В разрезе было выделено пять циклических пачек, причем на основании кернового материала и геофизических характеристик было обнаружено, что неполный цикллит присущ третьей пачке, где продуктивный пласт резко отличается набором признаков, а в керне присутствует конгломерат, свидетельствующий о размыве части карбонатных отложений.

Выделение продуктивных пачек особенно важно не только при корреляции, но и при определении водо-нефтяного контакта залежей нефти. Изучение мезоцикличности разрезов позволило с большей точностью прогнозировать развитие пластов-коллекторов и связанную с ними нефтеносность. Эти данные могут быть также использованы при подсчете запасов нефти и разработке нефтяных месторождений.

Л и т е р а т у р а

1. Каргодин Ю.Н. Ритмичность осадконакопления и нефтегазоносность. М., Недра, 1974, 176 с. – 2. Юнусов М.А. Геологическое строение верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений Западной Башкирии в связи с их нефтеносностью. Дисс. 1971, 222 с. – 3. Мельников Н.В. Тр. Ин-та геол. и геофиз. Вып. 512. Теоретические и методологические вопросы геологии нефти и газа. Новосибирск, Наука, 1981, с. 103-114. – Бирюкова Т.Ф., Валитов М.З., Лайкам В.М. Тр. УфНИИ. Вып. 22, 1969, с. 166-182.

Я.М.Вайнберг

ОЦЕНКИ ПЕРЕХОДНЫХ ВЕРОЯТНОСТЕЙ МАРКОВСКОЙ МОДЕЛИ ЦИКЛИЧНОСТИ ПО ДАННЫМ КАРОТАЖА

Начиная с работы А.В.Висталиуса /2/, для описания стратиграфической последовательности применяются конечные цепи Маркова. Матрицу вероятностей перехода марковской цепи удастся свя-

зать с различными вариантами механизма осадконакопления (генезиса) /3/. Изучение структуры этой матрицы позволяет провести количественный анализ цикличности разреза. Знание матрицы переходных вероятностей позволяет учесть информацию о цикличности при расчленении и корреляции разрезов по данным каротажа /1/.

Для оценки переходных вероятностей разреза используют стратиграфические последовательности, наблюдаемые на обнажениях или при сплошном отборе керна. Однако часто о строении разреза приходится судить по материалам скважинной геофизики, не позволяющей однозначно определить тип породы в каждой из точек разреза. В связи с этим возникает следующая задача. Задана последовательность векторов

$$K_1, K_2, \dots, K_M, \quad (1)$$

статистически связанных с последовательностью состояний в конечной реализации простой марковской цепи:

$$J_1, J_2, \dots, J_M, \quad j_i = 1, 2, \dots, N \quad (2)$$

Известно число состояний цепи N и условные плотности вероятности

$$f(k/j) \quad (3)$$

Требуется найти оценки матрицы переходных вероятностей $B = \|P(j_i/j_{i-1})\|$ и безусловных вероятностей $P = \|p(j)\|$.

В рассматриваемом случае K_i - вектор значений физических свойств пород, снятых с каротажных диаграмм в i -той точке, j_i - тип породы в той же точке, N - число типов пород, M - число точек измерения. Связь между физическими свойствами пород K_i и типом породы j_i задается плотностью распределения $f(k/j)$.

Для решения задачи использовался следующий итерационный процесс:

$$P_{t+1}(n/m) = N(n, m, B^t, P^t) / \sum_{n=1}^N N(n, m, B^t, P^t), \quad (4)$$

$$P_{t+1}(n) = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M P(j_{i-1}=n/K_1, \dots, K_M, B^t, P^t), \quad (5)$$

где

$$N(n, m, B^t, P^t) = \sum_{i=2}^M P(j_{i-1}=m, j_i=n/K_1, \dots, K_M, B^t, P^t) \quad (6)$$

- оценка числа появлений пары состояний $(j_{i-1}=m, j_i=n)$ в последовательности (2)

$$P(j_i/K_1, \dots, K_M, B^t, P^t) = \sum_{j_{i-1}=1}^N P(j_i, j_{i-1}/K_1, \dots, K_M, B^t, P^t) \quad (7)$$

Апостериорные вероятности пар (j_i, j_{i-1}) для всех i вы-

числяются с помощью рекуррентных соотношений

$$P(j_{1-I}, j_1, K_1, \dots, K_M, B^t, P^t) = \frac{P(j_{1-I}, j_1, K_1, \dots, K_M, B^t, P^t)}{\sum_{j_{1-I}} \sum_{j_1} P(j_{1-I}, j_1, K_1, \dots, K_M, B^t, P^t)} \quad (8)$$

$$P(j_{1-I}, j_1, K_1, \dots, K_M, B^t, P^t) = P_I \cdot P_2 \cdot P_t(j_1/j_{1-I}) f(K_{1-I}/j_{1-I}), \quad (9)$$

$$P_I = P_I(j_{1-I}, K_1, \dots, K_{1-2}, B^t, P^t) = \sum_{j_{1-2}=I}^N P_I(j_{1-2}, K_1, \dots, K_{1-3}, B^t, P^t) P_t(j_{1-I}/j_{1-2}) f(K_{1-2}/j_{1-2}) \quad (10)$$

$$P_2 = P_2(K_1, \dots, K_M, j_1, B^t, P^t) = f(K_1/j_1) \sum_{j_{1+I}=I}^N P_2(K_{1+I}, \dots, K_M, j_{1+I}, B^t, P^t) P_t(j_{1+I}/j_1) \quad (11)$$

Следует отметить, что тип шкал, в которых проводятся измерения компонент векторов K_1 , может быть произвольным и (как и размерность векторов признаков K_1) может зависеть от i . Различные компоненты вектора признаков также могут быть измерены в шкалах различного типа.

Можно показать, что стационарные точки итерационного процесса (4) - (II) удовлетворяют необходимым условиям экстремума функции правдоподобия $(P(K_1, \dots, K_M, B^t, P^t))$ по переменным $P(n)$ и $P(n/m)$. Обобщение алгоритма на случай цепей Маркова высших порядков очевидно, если учесть, что, расширяя пространство состояний, цепь высшего порядка можно свести к простой марковской цепи.

Алгоритм (4) - (II) реализован в виде программы (фортран, БЭСМ-6) и успешно применялся для оценки матрицы переходных вероятностей по косвенным наблюдениям за последовательностью состояний простой марковской цепи.

В качестве иллюстрации ниже приведен пример решения одной из модельных задач, использовавшихся при тестировании программы.

Разрезы 10 скважин моделировались десятью реализациями простой цепи Маркова с матрицей переходных вероятностей

$$B_{\text{ист}} = \begin{pmatrix} 0,9 & 0,1 & 0 \\ 0 & 0,9 & 0,1 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$$

Различные состояния цепи соответствуют различным пластам (типам пород). Полученные "разрезы скважин" образуют последовательность

$$\underbrace{j_1, \dots, j_{50}}_{\text{скв.1}} \quad \underbrace{j_{51}, \dots, j_{100}}_{\text{скв.2}}, \dots, \underbrace{j_{451}, \dots, j_{500}}_{\text{скв.10}} \quad (12)$$

и порождают "каротажные диаграммы" (последовательность (I))

$$\underbrace{K_1, \dots, K_{50}}_{\text{скв.1}} \quad \underbrace{K_{51}, \dots, K_{100}}_{\text{скв.2}}, \dots, \underbrace{K_{451}, \dots, K_{500}}_{\text{скв.10}} \quad (13)$$

При моделировании каротажных диаграмм в каждой из 10 скважин плотности $f(K/j)$ в различных пластах принимались гауссовскими с дисперсией $D = 0,25$ и средними соответственно $m_1 = 0$, $m_2 = 2$, $m_3 = 1$. Для оценивания $P(n)$ и $P(n/m)$ был использован алгоритм (4) - (II). Итерации начинались с матриц

$$B_1^0 = \begin{pmatrix} 1/3 & 1/3 & 1/3 \\ 1/3 & 1/3 & 1/3 \\ 1/3 & 1/3 & 1/3 \end{pmatrix} \quad \text{или} \quad B_2^0 = \begin{pmatrix} 10^{-4} & 10^{-4} & 0,9998 \\ 0,9998 & 10^{-4} & 10^{-4} \\ 0,4999 & 0,4999 & 10^{-4} \end{pmatrix}$$

На первом шаге итераций все типы пород принимались равновероятными.

В результате итераций независимо от начального приближения B_1^0 или B_2^0 получены одинаковые оценки матрицы переходных вероятностей $B_{\text{оц}}$ и вектора безусловных вероятностей $P_{\text{оц}}$

$$B_{\text{оц}} = \begin{pmatrix} 0,805 & 0,195 & 1,48 \cdot 10^{-11} \\ 9,15 \cdot 10^{-11} & 0,910 & 0,090 \\ 8,74 \cdot 10^{-4} & 4,44 \cdot 10^{-5} & 0,999 \end{pmatrix} \quad \text{и} \quad P_{\text{оц}} = \begin{pmatrix} 0,081 \\ 0,181 \\ 0,738 \end{pmatrix}$$

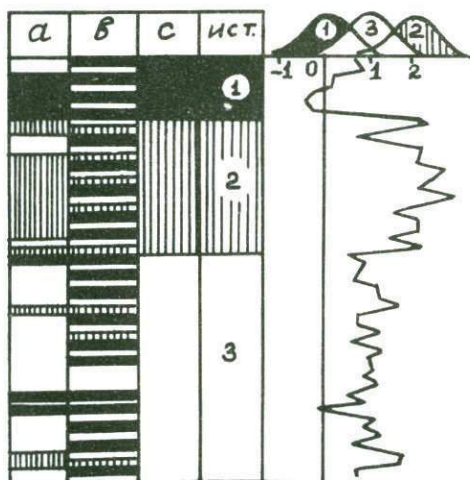
Так как объем выборки сравнительно невелик, то полученные оценки следует сравнивать не с истинной матрицей $B_{\text{ист}}$ и истинными вероятностями пород (они принимались равными), а с оценками, которые можно получить, наблюдая истинное строение разрезов (12). В приведенном примере эти оценки имеют вид

$$B_{\text{оц}}^I = \begin{pmatrix} 0,773 & 0,227 & 0 \\ 0 & 0,897 & 0,103 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \quad \text{и} \quad P_{\text{оц}}^I = \begin{pmatrix} 0,088 \\ 0,194 \\ 0,718 \end{pmatrix}$$

На рисунке приведен "истинный разрез" одной из скважин описанного примера. Там же показана кривая, соответствующая "каротажной диаграмме". В колонках "а", "в", "с" даны результаты расчленения разреза по каротажной кривой, проведенного по критерию

$$j_1^{\text{opt}} = \arg \max_{j_1} P(j_1/K_1, \dots, K_M, B, P)$$

с использованием, соответственно, матриц B_1^0 , B_2^0 и $B_{\text{ОЦ}}^0$.



Выше предполагалось, что плотности вероятности измерений в каждом типе породы $f(K/j)$ известны. Если эти плотности зависят от неизвестных параметров: $f(K/j) \hat{=} f(K/\alpha_j)$ (α_j - вектор параметров), то рекуррентный алгоритм (4)-(II) следует дополнить на каждом шаге оценками максимума правдоподобия для параметров α_j .

$$\alpha_j^{t+1} = \arg \max_{\alpha_j} \sum_{j_1=j/K_1, \dots, K_M, B^t, P^t} P(j_1=j/K_1, \dots, K_M, B^t, P^t) \ln f(K_1/\alpha_j), j=1, 2, \dots, N \quad (12)$$

Апостериорные вероятности $P(j_1/K_1, \dots, K_M, B^t, P^t)$ вычисляются с помощью соотношений (7)-(II), в которых принято, что $f(K/j) = f(K/\alpha^{t-1})$, то есть используются оценки параметров α_j , полученные на предыдущей итерации. Программа, реализующая

алгоритм (4) - (12), использовалась при расчленении и корреляции разрезов скважин по данным каротажа.

В заключение отметим, что если на некотором шаге итерации для некоторых m и n $P(n/m) = 0$, то на всех последующих шагах эта вероятность будет также равна нулю. Это позволяет задавать структуру матрицы переходных вероятностей в тех случаях, когда априори достоверно известно, что некоторые из переходов в разрезах скважин невозможны.

Л и т е р а т у р а

1. Вайнберг Я.М. - Геол. и геофиз., № 7, 1982, с. 112-120.
2. Вистелиус А.Б. - ДАН СССР, т.65, № 2, 1949, с. 535-538.
3. Вистелиус А.Б. - ДАН СССР, т. 164, вып. 3, 1965, с.629-632.

А.В.Никишин, В.И.Никишин

МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ МАТЕРИАЛОВ СКВАЖИННОЙ ГЕОФИЗИКИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ СЕДИМЕНТАЦИОННОЙ ЦИКЛИЧНОСТИ

При изучении осадочных толщ все большее значение приобретает использование представлений о цикличности их строения. Традиционное расчленение и сопоставление разрезов, основанное на выделении и прослеживании пластов примерно одинакового литологического состава, правомерно лишь для относительно небольших участков. При корреляции удаленных разрезов пласты одинакового состава могут иметь различный возраст, и для выделения изохронных границ необходимо привлечение дополнительных критериев, наиболее важным из которых является седиментационная цикличность. В пределах седиментационного бассейна могут в значительной степени меняться условия осадконакопления, в том числе, переход от глубоководной обстановки до мелководной, дельтовой и лагунно-континентальной. Именно для сравнения

фациально различных, но разновозрастных отложений следует искать фактор, объединяющий все участки седиментационного бассейна. Колебательный режим бассейна обусловлен разнопериодическими изменениями его уровня и площади, т.е. сменой общих и частных трансгрессий и регрессий, что вызывает суперпозицию цикличности различных порядков.

При выделении по промыслово-геофизическим данным крупных и средних циклитов, цикличность более мелких рангов является помехой, уменьшить влияние которой призваны математические методы обработки материала каротажа. На рисунке изображен пример подавления микроцикличности с помощью сглаживания исходной кривой (1) по двум интервалам мощностей. Крупный интервал (кривая 3) составляет $1/5 - 1/10$ средней мощности циклита, а более мелкий интервал (кривая 2) — $1/25 - 1/50$ его часть. Техника построения сглаженных кривых заключается в оцифровке исходных кривых, суммировании полученных значений в определенных заранее интервалах разреза и получения среднего значения для каждого интервала. При продвижении по разрезу интервала осреднения получается новая система точек, соединением которых строится осредненная кривая.

В случае необходимости изучения микроцикличности следует из кривой, осредненной по большому интервалу, вычесть осредненную по меньшему (кривая 4), или из осредненной кривой вычесть исходную (кривая 5). Эти кривые отражают специфику разреза и позволяют выделять и проследивать фациальные неоднородности.

Подобные трансформации реальных каротажных кривых целесообразно проводить на ЭВМ, используя имеющиеся программы, применяющиеся, например, для обработки данных магнито- и гравиразведки. Кроме того, следует предложить последовательное исключение локальных флуктуаций значений и регионального фона методом частотной фильтрации, а также использовать автокорреляцию, которая позволяет выделять черты сходства между остальными циклитами одного и того же разреза. Сравнение одного из циклитов или гипотетического циклита с отдельными интервалами разреза может оказать существенную помощь при разработке схемы цикличности или для ее уточнения.

Применение математических методов расчленения и сопоставления разрезов скважин может быть результативным, если матема-

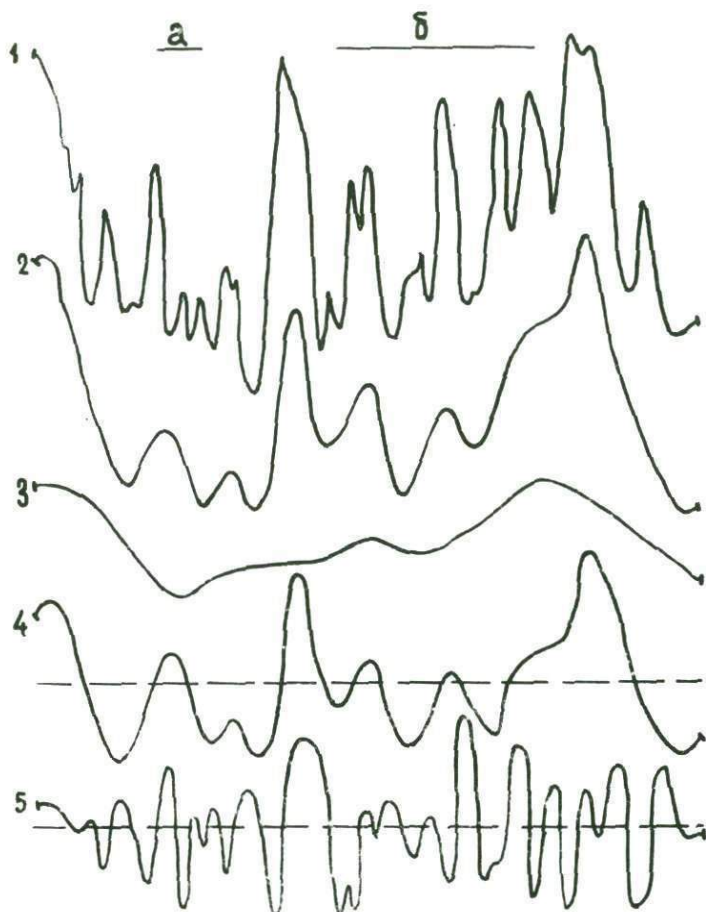


Рис.1. ПРИМЕР МАТЕМАТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ ЭЛЕКТРОКАРОТАЖА
 1 - исходная диаграмма, 2 - сглаженная кривая (интервал осреднения а), 3 - сглаженная кривая (интервал осреднения б), 4 - разность между кривыми 3 и 2, 5 - разность между кривыми 2 и 1

тические абстракции находятся в соответствии с реальными закономерностями строения разрезов, подчеркивают и выделяют эти закономерности.

Предлагаемая методика обработки методом скользящего среднего каротажных диаграмм была применена при расчленении и сопоставлении разрезов среднего плиоцена Южно-Каспийской впадины /2/. Она основана на выделении систематической компоненты в изменении среднего размера зерен осадков по разрезу. Первая схема цикличности среднего плиоцена Апшеронской области была разработана И.И.Потаповым /5/, который исходил из широко распространенных представлений о верхней (или поздней) асимметрии седиментационных циклов. Принцип верхней асимметрии предполагает приуроченность грубозернистых осадков к низам трансгрессивной серии циклита, причем подразумевается, что регрессивная серия полностью размывта. По этой схеме границы циклитов проводятся по подошвам песчаных паек.

Предлагаемая схема цикличности и сопоставления разрезов среднего плиоцена отличается от предшествующих тем, что сопоставлялись не отдельные пласты песчаников и глин, а закономерно чередующиеся их ассоциации — седиментационные циклиты. Сопоставлены разрезы, удаленные на расстояние 500 км. Применение сглаженных диаграмм собственной поляризации, осредненных в интервалах мощностей 5 и 25 м, позволило надежно сопоставить относительно схожие разрезы Бакинского и Апшеронского архипелагов. С определенными затруднениями пришлось столкнуться при корреляции разрезов западной и восточной частей Апшеронского порога — продуктивной и красноцветной толщ. Для красноцвета свойственна большая частота смены частных трансгрессий и регрессий седиментационного бассейна, и каждый из семи циклитов, на которые расчленяется вся терригенная толща, состоит из 5–7 более мелких циклитов, а для продуктивной толщи микроцикличность менее характерна, и ее циклиты подразделяются максимум на 2–3 более мелких. Различные фациальные изменения (например, замещение песчаников алевролитами) влияют на величину и расположение экстремумов на осредненных электрокаротажных кривых, не влияя на характерные ритмичные колебания значений на диаграммах, каждое из которых соответствует седиментационному циклиту. Детальное

сопоставление отдельных циклитов позволяет судить о фациальных изменениях, выделять и проследивать пласты-коллекторы, региональные и локальные глинистые покровы.

Характер изменения значений на сглаженных диаграммах подтверждает имевшееся у авторов предположение о существенном преобладании ниже- или раннеасимметричного строения седиментационных циклитов, слагающих среднеплиоценовую толщу /3, 4/, что отмечено ранее /1, 6/ для седиментационных циклитов палеозоя Русской и Сибирской древних платформ.

Ранняя (нижняя) асимметрия циклитов вызвана неравномерностью колебательного режима и более быстрым наступлением трансгрессий по сравнению с регрессиями. В случае среднеплиоценовой толщи это выражается в более резком переходе от песчаных образований к глинистым, чем наоборот, поэтому за границы циклитов принимаются подошвы глинистых пачек.

Изучение седиментационной цикличности совместно с математической обработкой каротажного материала может оказать существенную помощь при сложных сопоставлениях разнофациальных отложений на больших расстояниях. Надежная корреляция удаленных разрезов необходима для выделения и прослеживания пластов-коллекторов, зон их выклинивания, региональных и локальных глинистых покровов и, следовательно, для обоснованной оценки перспектив нефтегазоносности и подсчета запасов углеводородов.

Л и т е р а т у р а

1. Бухарцев В.П., Никишин В.И. В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Пермская система. М., Гостоптехиздат, 1962, с.216-220. - 2. Вистелиус А.Б. Тр. СОПС АН СССР, Азерб. нефт. эксп., вып.6, М., Изд.АН СССР, 1961, 157 с. - 3. Никишин А.В. В кн.: Закономерности формирования и размещения нефтяных и газовых месторождений. М., Изд.ИГиРГИ, 1974, с.45-48. - 4. Никишин А.В. В кн.: Проблемы геологии и нефтегазоносности впадин внутренних морей. М., Наука, 1981, с.60-66. - 5. Потапов И.И. Изв. АН АзССР, № 2, 1947, с.29-34. - 6. Чепиков К.Р., Никишин В.И. В кн.: Цикличность отложений нефтегазоносных и угленосных бассейнов. М., Наука, 1977, с.61-69.

О РАЗЛИЧНЫХ АСПЕКТАХ РАССМОТРЕНИЯ СЕДИМЕНТАЦИОННОЙ
МЕЗОЦИКЛИЧНОСТИ

Одним из важнейших предметов изучения седиментационной цикличности как науки об осадочных горных породах является мезоцикличность. Под цикличностью в настоящее время принято понимать закономерный порядок следования различных элементов в ряду наблюдений, как правило, многократно повторяющихся. Следовательно, совокупность закономерно следующих элементов представляет собой цикл.

С.Л.Афанасьев /1/ предложил называть циклы в расположении слоев осадочных толщ циклитами. Им выделяются циклиты различных порядков и среди них мезоциклиты, образования более высокого порядка по сравнению с натуральными циклитами /1/, которые проявляются на больших площадях, имея региональное и, возможно, межрегиональное распространение. Различие циклитов состоит не только в масштабности явлений, но и в особенностях их генезиса. Мезоцикличность, проявляясь повсеместно, формируется при совместном участии в процессе трех факторов: тектонического, гидродинамического и седиментологического, при этом первые два играют определяющую роль, создавая осцилляционно-миграционную слоистость /2/. В то же время микроцикличность типа флишевой, молассовой и т.п. контролируется либо некоторыми из перечисленных факторов, либо совершенно иными факторами и их сочетаниями. В этих случаях происходит образование преимущественно мутационной слоистости. Таким образом, микроцикличность флиша, молассы и подобных им отложений не имеет отношения к мезоцикличности и здесь не рассматривается.

Одним из важнейших свойств цикличности являются морфоструктурные особенности циклов и прежде всего степень их симметрии, несущая основную генетическую информацию. Впервые на необходимость четкого разграничения морфоструктуры циклов обратил внимание Н.Б.Вассоевич /3/. Им приводится классификация циклов, в которой понятие "цикл" определяется как родовое, обозначающее "определенный законченный ряд связанных друг с другом явлений, каждое из которых представляет фазу (или этап, стадию, элемент) закономерного процесса" (стр. 22). В этом понятии в зависимо-

сти от наличия или отсутствия в них зеркальной симметрии элементов повторения (возврата) он выделяет два подрода — апоциклы и гемциклы. Согласно определению, подродовое понятие "апоцикл" обозначает повторение в обратном порядке всех или части пройденных фаз (стадий, элементов) развивающегося цикла, а гемциклы — соответственно, однонаправленные изменения без признаков возврата (внутри гемцикла). В свою очередь, апоциклы подразделяются на виды: эвциклы и схедоциклы в зависимости от степени проявленной в них симметрии. Эвциклы представляют собой полное повторение фаз, стадий, элементов, выраженное в большой (или близкой к ней) зеркальной симметрии. Схедоциклы характеризуются лишь частичным сохранением симметрии.

Предложенная Н.Б.Вассоевичем классификация приобрела бы, с точки зрения геометризации циклов (циклитов), более законченный характер, если бы она учитывала различное соотношение в схедоциклах трансгрессивных (прогрессивных, по Ю.Н.Кародину) и регрессивных их частей, а в гемциклах различала их трансгрессивный и регрессивный характер.

Анализируя формулировки определений цикличности, предложенные Н.Б.Вассоевичем, трудно заметить, что они исходят из порядка следования фаз, этапов и т.п. циклически развивающегося процесса, а, стало быть, подразумевают соответствующее расположение реальных тел в геологических разрезах, отражающих эти фазы и этапы. Таким образом, возможность распознавания различных циклитов в соответствии с их классификацией основывается на вещественной (породной) структуре рассматриваемых последовательностей. Несомненно, вещественно-породный аспект рассмотрения цикличности является основным, так как сама суть анализа цикличности заключается в выявлении направленной изменчивости тех или иных (или совокупности) вещественных характеристик осадочных толщ. Тем не менее, сам по себе вещественный аспект рассмотрения является абстрактным, если не учитывается специфика процесса и его реализаций, имеющая конкретное геологическое содержание. Это содержание раскрывается во временном и мощностном аспектах рассмотрения седиментационной цикличности.

Временной аспект позволяет говорить об особенностях развития циклических процессов во времени. К нему обращаются весьма часто /1, 4, 8, 13/, когда предпринимается попытка установления длительности периодов геологических циклов и построения

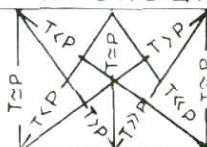
их классификаций во временной шкале. Анализ седиментационной цикличности во временном аспекте позволяет выявлять не только длительность формирования циклов в целом, но и отдельных их частей — трансгрессивных и регрессивных. Если полагать, что главной причиной смены слоев в разрезе является изменение глубины аккумуляции осадка, то различные типы временных циклов (хроноциклов) должны отражать соотношение длительности углубления и обмеления седиментационного бассейна. Различное соотношение частей хроноциклов в случае неполноты представлений в разрезе информации должно способствовать выявлению интервалов разреза, где эта информация отсутствует. Так, сокращение мощности регрессивной последовательности слоев может служить свидетельством последующей редукции циклита вследствие размыва, сокращение же мощности трансгрессивной части циклита можно связывать с перерывом в осадконакоплении в самом начале его формирования. Многие исследователи, постулируя адекватность структуры процесса и его реализации, часто судят об особенностях процесса по его реализации. Такие суждения ошибочны, так как процесс осадконакопления развивается во времени крайне неравномерно. В геологии известны примеры, свидетельствующие о колебании скоростей аккумуляции на несколько порядков величин. С.И. Романовский /II/ остроумно замечает, что ритмическую модель флиша, построенную из различных кубиков, можно получить, устанавливая эти кубики как через равные отрезки времени, так и через произвольные. Эта неравномерность седиментации выражается как в накоплении равномогностных слоев за различные отрезки времени, так и в формировании различных мощностей за одинаковые временные интервалы, что сказывается в первую очередь в характере симметрии циклитов, устанавливаемой по мощности осадков. Отсюда следует, что циклиты, имеющие, например, полную временную и вещественную симметрию (эвциклы), могут характеризоваться мощностной асимметрией. Иллюстрацией мощностного аспекта рассмотрения седиментационной цикличности являются публикации последних лет, принадлежащие многим исследователям /5, 6, 7/.

Каждый из рассмотренных аспектов имеет право на самостоятельное существование, однако всесторонний анализ седиментационной мезоцикличности непременно должен сочетать все три аспекта и выполняться в определенной последовательности.

ВРЕМЕННОЙ АСПЕКТ

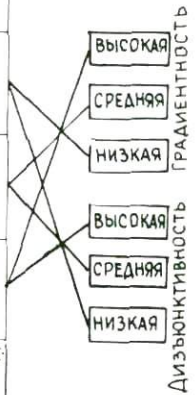


ХРОНОЦИКЛЫ



СТРАТОЦИКЛЫ

СОСТОЯНИЯ СИСТЕМЫ СЕДИМЕНТАЦИИ НА УРОВНЕ МАКРОЦИКЛОВ	КОМПЕНСАЦИЯ	6 К _с	7 К _м	8 К _б		
	НЕКОМПЕНСАЦИЯ	9 Н _с	10 Н _м	11 Н _б	12 	
	ПЕРЕКОМПЕНСАЦИЯ	13 П _с	14 П _м	15 П _б		16
	ДОКОМПЕНСАЦИЯ	17 Д _с	18 Д _м	19 Д _б		20
	ИНВЕРСИОНАЛЬНАЯ РЕКОМПЕНСАЦИЯ	21 ИП _с	22 ИП _м	23 ИП _б		24
	СРЕДНИЕ ГЛУБИНЫ ШЕЛЬФА	МАЛЫЕ ГЛУБИНЫ ШЕЛЬФА	БОЛЬШИЕ ГЛУБИНЫ ШЕЛЬФА	КРАЙНЕЕ МЕЛКО-ВОДЬЕ	ЗА ПРЕДЕЛАМИ ШЕЛЬФА	
	ГЛУБИНЫ ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ					



МОЩНОСТНОЙ АСПЕКТ

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ АСПЕКТ

Рис. I

На рис. I приведена схема соотношения различных типов мезоцикличности, учитывающая перечисленные выше аспекты рассмотрения. Поясним содержание схемы и принципы ее построения. Схема начинается с временного аспекта рассмотрения седиментационной мезоцикличности, и основанием для этого служат следующие соображения. Как известно, в большинстве разрезов осадочных толщ мезоцикличность присутствует в скрытой форме, поэтому выявить ее без применения статистических методов анализа трудно. Статистический анализ позволяет обнаруживать присутствие циклитов в разрезе по равномерной повторяемости их границ. В условиях неравномерного осадконакопления это становится возможным лишь при переводе геологических разрезов из привычной мощностной шкалы в шкалу абсолютной геохронологии. Предварительное выделение хроноциклов облегчает и дальнейшие пространственно-временные построения.

Хроноциклы могут быть пяти разновидностей. Из них первые три являются апоциклами (в терминологии Н.Б.Вассоевича) или прогрессивно-регрессивными (про-рециклиты, в терминологии Ю.Н. Карогодина) циклами, наиболее широко представленными в природе /5/. Эвцикл (полносимметричный цикл, I) свидетельствует о равномерном изменении глубин бассейна седиментации в течение всего седиментационного цикла. В преимущественно трансгрессивном сседоцикле (2) этап погружения растянут во времени по сравнению с последующим подъемом. В преимущественно регрессивном сседоцикле (3) это соотношение прямо противоположное. Здесь следует еще раз подчеркнуть, что приведенная интерпретация морфометрически различных хроноциклов справедлива лишь для тех случаев, когда история геологического развития бассейна представлена в разрезах достаточно полно. В случае выпадения информации характер асимметрии хроноциклов объясняется размывами и перерывами в осадконакоплении, о чем уже говорилось выше. Яркой иллюстрацией этих явлений могут служить гемициклы. Так, трансгрессивные гемициклы свидетельствуют о последующих размывах толщи осадков, примером чего могут служить мезоциклиты в триасовых отложениях Енисей-Ленского бассейна, где, по наблюдениям Ю.Н.Карогодина /5/, полностью отсутствуют регрессивные их части. Регрессивные гемициклы, по-видимому, формируются далеко за пределами шельфа, так как для их возникновения необходимо длительное прекращение процесса седиментации по крайней мере на всем трансгрессивном этапе формирования циклита. Практически это воз-

можно лишь в тех глубоководных частях бассейнов, куда периодически в течение длительных отрезков времени не поступает седиментационный материал.

Только после выявления длительности и структурных особенностей хроноциклов следует переходить к изучению соответствующих им стратоциклов (циклитов). Прежде всего рассмотрим стратоциклы в мощностном аспекте. Несомненно, главными здесь, как и во временном аспекте, являются апоциклы. Возможность достижения в них того или иного соотношения мощностей трансгрессивной и регрессивной последовательностей слоев определяется гидродинамическими условиями среды седиментации. В мелководной части бассейна, где постоянно господствует высокая подвижность водной массы, условия для аккумуляции наименее благоприятны, особенно на регрессивном этапе осадконакопления. В таких местах, как отмечает В.Е.Хаин /13, с.158/, "усиление волнения (не говоря уже об осушении) вызывает размыв отложенных перед тем осадков, и поэтому мелководные толщи изобилуют следами перерывов в осадконакоплении. Во время этих перерывов в значительной степени уничтожаются верхние регрессивные части циклов". На стадии регрессии, когда мелководье может быть подвержено осушению или, по крайней мере, становится областью транзита для поступающих в бассейн осадков, вся масса осадочного материала сгружается вдали от берега, где в это время происходит беспрепятственное наращивание мощности регрессивной последовательности слоев. Таким образом, в направлении от берега в сторону возрастающих глубин седиментационного бассейна происходит переход от преимущественно трансгрессивных сседоциклов (7) через эвциклы (6) к преимущественно регрессивным сседоциклам (8). Трансгрессивные гемциклы (12) представляются в данном случае как предельный вариант преимущественно трансгрессивных сседоциклов.

На схеме показано попарное сочетание хроно- и стратоциклов, отражающее то самое несоответствие в структурах процесса и его реализации, о котором говорилось выше. Если в анализируемом разрезе нет указаний на наличие существенных перерывов в хронологической записи геологических событий, то приведенные сочетания хроноциклов и адекватных им стратиграфических аналогов позволяют делать заключение о соотношении скоростей седиментации на трансгрессивных и регрессивных стадиях развития бассейнов. Эти соотношения приведены на схеме по линиям, соединяющим соответствующие пары циклов.

Наконец, вещественный аспект рассмотрения позволяет оценить степень вещественной симметрии стратоциклов. Совершенно ясно, что гемциклы, вообще не имеющие никакой симметрии, в данном случае должны быть исключены из рассмотрения. Обращаясь к апоциклам, заметим, что степень их вещественной симметрии будет нас интересовать только с точки зрения соотношения их граничащих вещественных характеристик. В случае, когда эти характеристики одинаковы, можно говорить, что циклически развивающийся процесс (равно как и соответствующая ему реализация) возвратился в ту фазу, с которой он начался. С этой позиции хроноцикл можно назвать завершенным и ему будут соответствовать стратоциклы типа 6, 7 и 8. По отношению к более крупным циклам (скажем, макроциклам) эти циклиты свидетельствуют об общей тенденции к сохранению постоянных глубин бассейна. Такие условия осадконакопления принято называть компенсационными. Они характерны, в частности, для бассейнов длительного угленакпления.

В остальных случаях, когда наблюдается генеральная тенденция (в рамках макроцикла) к углублению бассейна или к его обмелению, условия вещественной симметрии нарушаются, и происходит формирование сседоциклов. В случае общего углубления бассейна (явление некомпенсации) они становятся трансгрессивными (9, 10, 11), в случае регрессии — напротив, регрессивными, отражающими обмеление бассейна. Регрессивные вещественные сседоциклы отражают три возможных состояния седиментационной системы — перекомпенсацию (13, 14, 15), докомпенсацию (17, 18, 19) и инверсионную перекомпенсацию (21, 22, 23) /8/. В первом случае обмеление бассейна происходит на фоне погружения земной коры, во втором — в условиях тектонической стабилизации, в третьем — на фоне тектонического подъема. Совершенно ясно, что в последнем случае при прочих равных условиях обмеление протекает особенно интенсивно, что должно приводить и к более интенсивному повышению грубости осадочного материала на единицу мощности накапливающихся осадков. Это свойство толщи предложено называть градиентностью /10/. Очевидно, параллельно с градиентностью будет изменяться и другая вещественно-структурная характеристика циклитов, представленная количеством слоев, приходящихся на единицу мощности разреза и названная дизъюнктивностью /10/. При инверсионной перекомпенсации обе эти характеристики

приобретают максимальное значение, в случае неинверсионной — их значения минимальны.

Проиллюстрируем возможности анализа седиментационной мезоцикличности в соответствии с приведенной схемой на конкретном фактическом материале — меловых отложениях Гаурдак-Кугитанга, проанализированных в шести геологических разрезах: Кампрек-Окузбулак, Кайнар-Булак, Дербент, Аулят, Иргайлы и Хондиза (рис. 2)*.

В связи с тем, что в перечисленных разрезах седиментационная мезоцикличность носит скрытый характер, для ее выявления был применен статистический анализ с помощью метода простого обзора числовых совокупностей /9/. Разрезы предварительно переводились из шкалы мощности в шкалу абсолютной геохронологии и кодировались по литологическим разностям в соответствии с размером породообразующих частиц и степени примеси в породах терригенного материала. Нарастание кодовых значений отражает возрастание размера терригенных частиц и их роли в процессе породообразования.

В результате проведенного анализа во всех разрезах выявлено несколько порядков мезоцикличности. Наиболее четко выраженным оказался хронопикл с продолжительностью периода 4 млн. лет. Этот цикл относительно временной шкалы имеет симметричное строение и в рассматриваемом стратиграфическом интервале повторен от 5 до 7 раз в зависимости от полноты представленных разрезов. Его стратопиклические характеристики меняются от повтора к повтору, что отражено в таблице. Для удобства дальнейшего анализа все табличные значения характеристик переведены в графическую форму и показаны на рис. 2. Полученные кривые позволяют сделать следующие выводы об основных закономерностях строения и условиях формирования толщи.

I. Мощность однопорядковых циклов по разрезу меняется. Максимальной мощности, достигающей до 200 м и более, повсеместно достигает 2-ой цикл, соответствующий бабатагской и дербентской свитам альбского яруса. Кроме того, намечается заметное увеличение мощности (до 100 м и более) в 5-ом и 6-ом стратопиклах, накопившихся в готеривское и барремское время. Возрастание мощ-

* Разрезы любезно предоставлены в распоряжение автора Ю.Н. Каргодиным.

ностей в указанных стратиграфических интервалах несомненно свидетельствует о возрастании скорости осадконакопления. При этом обращает внимание то обстоятельство, что изменения мощности циклитов контролируются соответствующими колебаниями мощности регрессивной их части.

2. В соответствии с изменением мощностей циклитов по разрезам ведет себя кривая, отражающая изменчивость гранулометрического состава осадков (в единицах условного кода) на заключительных этапах формирования циклитов. С уменьшением мощности циклитов и их регрессивных частей грубозернистость осадка возрастает, указывая в общем случае на обмеление бассейна с возможным появлением размылов (циклиты 1, 3, 4, 7). Подобная связь характеристик согласуется с существующими представлениями о закономерностях процесса осадконакопления.

3. В близком согласии с рассмотренными выше материалами находится также кривая, несущая информацию о степени симметрии циклитов. В мелководных условиях формируются преимущественно трансгрессивные сседоциклы, в глубоководных участках бассейна преобладает мощность регрессивных последовательностей слоев. В тех случаях, когда это согласие нарушается (Кайнар-Булак, циклит 2; Иргайлы, 3; Хондиза, 2), можно говорить о возможности последующего размыва циклитов.

4. Кривые градиентности, отражающие интенсивность изменчивости гранулометрической структуры по разрезу, построены раздельно для трансгрессивной и регрессивной частей циклитов. Не трудно заметить, что этот показатель находится в обратной связи с мощностью осадков. Особенно жестко эта связь проявлена в регрессивных частях циклитов. Это означает, что с возрастанием скорости формирования осадков градиентность падает.

5. Очень часто в согласии с градиентностью находится дизъюнктивность. Она возрастает параллельно с градиентностью при резком уменьшении скорости аккумуляции, имеющем место в случае инверсионной перекомпенсации (Кампрек-Окузбулак, циклит 4; Дербент, 4; Аулат, 4). Этот вывод имеет чрезвычайно большое значение, так как позволяет по соотношению градиентности и дизъюнктивности различать три состояния системы седиментации — перекомпенсацию, докомпенсацию и инверсионную перекомпенсацию.

Проведенный анализ седиментационной мезоцикличности, учитывающий различные аспекты ее рассмотрения, позволяет проследить пространственно-временную эволюцию седиментационной обста-

Характеристика стратоциклов (на примере разреза Кампрек-Окузбулак)

№ циклов	Мощность трансгрессивной части цикла M_T , м	Мощность регрессивной части цикла M_P , м	Общая мощность цикла, м	Отношение мощностей M_T/M_P	Максимальное значение кода в цикле $D_{\text{макс}}$	Минимальное значение кода в цикле $D_{\text{мин}}$	Градиентность трансгресс. части цикла $(D_{\text{макс}} - D_{\text{мин}}) / M_T$	Градиентность регресс. части цикла $(D_{\text{макс}} - D_{\text{мин}}) / M_P$	Число слов в регрессивной части цикла N_P	Число слов в трансгрессивной части цикла N_T	Дизъюнктивность регрессивной части цикла N_P/M_P	Дизъюнктивность трансгрессивной части цикла N_T/M_T
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1	80,3	60,3	140,6	0,8	32	15	0,02	0,28	6	5	10,0	6,2
2	86,8	105,3	192,1	1,2	17	7	0,50	0,10	15	8	14,2	9,2
3	52,7	101,4	154,1	2,0	50	7	0,83	0,42	10	10	10,0	18,0
4	61,4	41,3	102,7	0,7	50	7	0,18	1,05	7	4	17,0	6,5
5	66,3	78,4	143,0	1,2	18	7	0,38	0,14	12	10	18,2	15,2
6	20,3	131,3	151,6	6,6	32	9	1,14	0,18	13	5	10,0	25,0
7	42,4	50,3	92,7	1,2	32	7	0,83	0,50	3	5	6,0	11,8

новки. Хорошим подспорьем в этом могут служить цикло-хронологические профили, как бы развертывающиеся во времени цилиндрическую структуру геологического разреза. Один из таких профилей, строящихся для каждого разреза в отдельности, приведен на рис. 3. В его основу положен известный принцип построения кумулятивных кривых по мощностям отложений /12/, когда по горизонтали откладывают геологическое время, а по вертикальной оси графика последовательно суммируют (накапливают) мощности осадков. Особенностью данного профиля является то, что здесь накопительная кривая формируется в результате последовательного суммирования мощностей не стратиграфических горизонтов, а стратопиков. Кроме того, на профиле совмещены мощности осадков с глубинами их формирования. Такое совмещение может вызвать некоторое недоумение, так как вопрос о глубинах формирования осадков давно интересует геологов, и до сих пор, к сожалению, не удалось прийти к его удовлетворительному решению. В рамках же анализа седиментационной мезоцикличности допускается возможность его приблизительного решения путем сопоставления мощностных характеристик отложений и признаков их глубоководности (в частности, по значениям условно принятого кода). Решение этого вопроса осуществляется следующим образом.

Если допустить, что в условиях докомпенсации, то есть при тектонической неподвижности территории, мощность осадков, накапливающаяся на дне бассейна, соответствует изменению его глубины, то, выбрав такие режимы в истории формирования толщи (Кайнар-Булак, циклит I и 3; Дербент, 6 и т.д.), можно приравнять мощность регрессивной части стратопика к соответствующей амплитуде на кривой I рис. 3, отражающей эволюцию гранулометрических характеристик по границам циклитов. Для данного конкретного района каждой единице гранулометрического кода отвечает 3,5-4 метра разреза. Это соотношение положено в основу выбора вертикального масштаба графика, приведенного на рис. 3. Найденное соотношение находится в хорошем согласии и с современными представлениями об областях наиболее интенсивного осадконакопления. Как известно, это шельф с глубинами от 0 до 200 метров. Принимая во внимание, что диапазон использованных в анализе кодовых значений составляет 50 единиц, содержание каждой кодовой единицы 4 м.

Благодаря приведению мощности осадков и глубин осадконакопления к общему масштабу, возникает возможность получения нагляд-

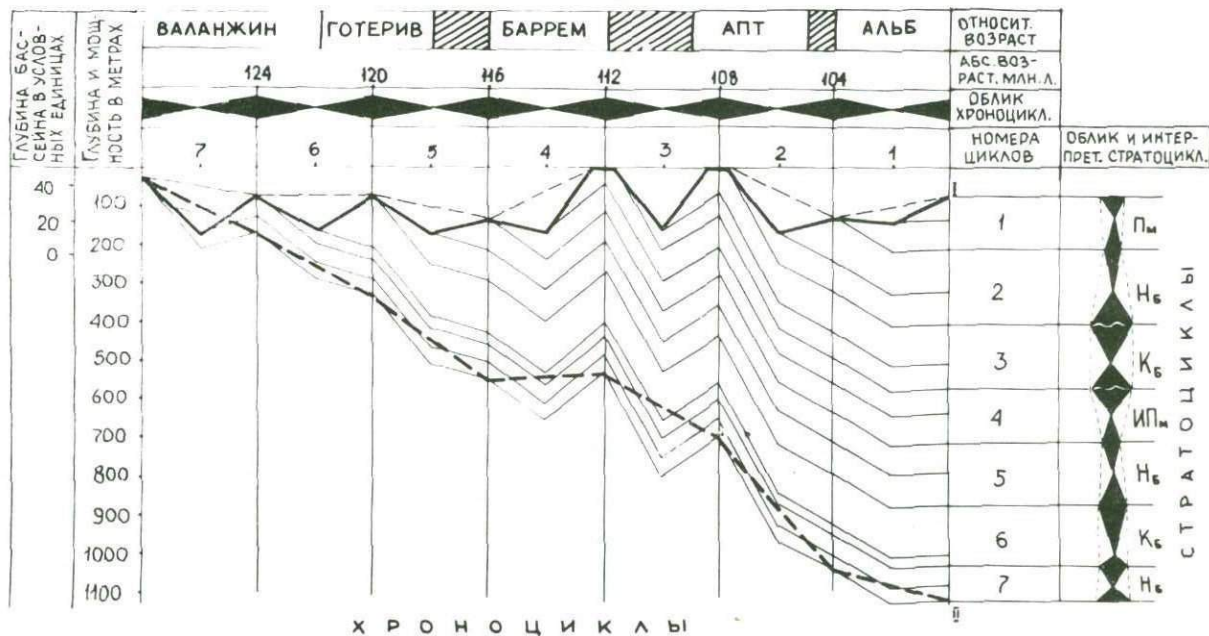


Рис. 3

ных представлений о реальном вкладе тектонического фактора в формирование палеогеографической обстановки, представленной, в частности, глубинами бассейна. Например, можно утверждать, что общее тектоническое погружение рассматриваемого района Гаурдак-Кугитанга на границе баррема и апта прервано кратковременным подъемом (цикл 4, инверсионная перекомпенсация), что привело к обмелению бассейна и частичному его осушению. В конце готерива и в конце апта градиенты тектонического погружения возросли, что приводило к существенному углублению бассейна. Эти колебания глубин, отражающие в основном действие тектонического фактора, были более высокого порядка с периодом 10-12 м.л., тогда как четырехмиллионнолетние колебания глубин являются отражением комплексного взаимодействия тектонического, седиментологического и гидродинамического факторов.

Предлагаемый вниманию цикло-хронологический профиль отличается большой наглядностью, благоприятствующей производству генетической интерпретации представленного на нем материала. На профиле легко могут быть сопоставлены облики хроноциклов и соответствующих им стратоциклов и может решаться вопрос об изменении скорости седиментации как от цикла к циклу, так и внутри цикла — от трансгрессивного его этапа к регрессивному. Например, наименьшие скорости осадконакопления фиксируются в первой половине валанжинского века (цикл 7), наибольшие имели место в апте (цикл 2). При этом, несомненно, максимальная активизация привноса материала началась в раннем апте (цикл 3), когда, несмотря на тектоническое погружение территории, протекала аккумуляция мощных грубозернистых осадков, что позволило восстановить мелководные условия седиментации и привело к размыву осадков в конце третьего седиментационного цикла.

Л и т е р а т у р а

1. Афанасьев С.Л. В сб.: Геоцикличность. Новосибирск, Ин-т геол. и геофиз., 1976, с.100-117, вкладка. — 2. Вассоевич Н.Б. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1950, с.96-115. — 3. Вассоевич Н.Б., Гладкова Е.Г. В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М., Наука, 1973, с.9-31. — 4. Вассоевич Н.Б. Тезисы докл. Всесоюз.семинара "Осадочные формации и их нефтегазоносность". М., 1978, с.3-17. — 5. Карогоди Ч.Н. Седи-

- ментационная цикличность. М., Наука, 1980, 242 с. — 6. Левчук М.А. В кн.: Геоцикличность. Новосибирск, 1976, с. 90-99. — 7. Лучников В.С. В кн.: Проблемные вопросы литостратиграфии. Новосибирск, Наука, 1980, с. 169-184. — 8. Одесский И.А. Волновые движения земной коры. Л., Недра, 1972, 203 с. — 9. Одесский И.А. Исследование периодичности геологических процессов (на примере мезозойско-кайнозойских отложений Западной Сибири, Казахстана и Средней Азии). Автореф. дис. на соиск. учен. степени д-ра геол.-минерал. наук. Л., 1980, 35 с. — 10. Одесский И.А., Филина С.И. В кн.: Проблемные вопросы литостратиграфии. Новосибирск, Наука, 1980, с. 71-78. — 11. Романовский С.И. Седиментологические основы литологии. Л., Недра, 1977, 408 с. — 12. Рухин Л.Б. Основы литологии. Л., Недра, 1969, 703 с. — 13. Хаян В.Б. Общая геотектоника. М., Недра, 1973, 510 с.

Ю.И.Курячий, Ю.Т.Усиков, Л.А.Смирнов

РЕЗУЛЬТАТЫ ГРАФО-АНАЛИТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРИ ОЦЕНКЕ
ПРИУРОЧНОСТИ КОНКРЕЦИЙ К ЦЕНТРАЛЬНЫМ ЧАСТЯМ ЦИКЛОВ
СЕДИМЕНТАЦИИ

Решениями XXVI съезда КПСС на базе крупнейших угольных месторождений Канско-Ачинского бассейна намечено создание крупного топливно-энергетического комплекса — строительство мощных разрезов с применением наиболее прогрессивных технологических и технических решений.

Основным неблагоприятным фактором, влияющим на технологию ведения вскрышных работ на многих угольных месторождениях Восточной Сибири является присутствие крепких включений ("конкреций") во вскрышной толще. В этих условиях ведение вскрышных работ современными высокопроизводительными экскаваторами и особенно роторными комплексами без предварительного рыхления пород практически невозможно.

В связи с этим возникла проблема выявления общих геологических закономерностей пространственного размещения крепких включений во вскрышной толще ряда эксплуатируемых и особенно подготавливаемых к отработке угольных месторождений. Многолетние исследования этого направления позволили собрать большой по объему фактический материал и осуществить предварительно графо-аналитическое моделирование "конкрециенности".

Углиносные и вскрышные толщи месторождений Канско-Ачинского бассейна сложены мезозойскими и четвертичными обломочными и глинистыми породами (песчаниками, алевритами, аргиллитами), обладающими незначительной прочностью (до 225 кг/см^2). Среди осадочных пород, залегающих горизонтально, встречаются крепкие включения линзовидной, плитообразной, иногда глыбообразной (изометричной) формы. Они составляют примерно 0,7-2% от общего объема вскрышных пород и отличаются повышенными показателями прочности (до 1610 кг/см^2). По своему составу крепкие включения преимущественно карбонатные (кальцит, сидерит, реже доломит). Их размеры по мощности иногда достигают 6 м, а по протяженности - 85 м.

Геологическими исследованиями выявлена пространственная локализация крепких включений в виде гипсометрически выдержанных "конкрециеносных" горизонтов, залегающих согласно с общей структурой угольных месторождений и повторяющих в общих чертах рельеф угольных пластов. Эти горизонты по своему местоположению в разрезе циклитов тяготеют к верхним их частям, а количество горизонтов определяется числом циклов осадконакопления. Отмечаются также некоторые закономерности размещения "конкреций" в плане горизонтов в виде зон повышенной конкрециенности.

В основу графо-аналитического моделирования легло представление о расположении конкреций на определенных уровнях. При этом рассматривалось три уровня неоднородностей: конкрециеносный горизонт (элемент однородности); зона скопления конкреций; единичная конкреция. Анализировались структуры размещения единичных крепких включений на участках повышенной конкрециенности (первый уровень неоднородности) и структуры латерального размещения этих участков (зон) в плане конкрециеносных горизонтов (второй уровень неоднородности).

Основная цель графо-аналитического моделирования заключалась в определении рациональной геометрии и плотности разведоч-

ной сети скважин для надежного прогнозирования размещения единичных крепких включений в зонах повышенной конкрециенности (эксплуатационная разведка) и самих зон в плане горизонтов (собственно разведка).

Фактическими материалами настоящих исследований для оценки неоднородностей первого уровня послужили результаты кустового бурения лучей скважин с расстояниями между скважинами в лучах 4-10 м (чаще 5 м), для анализа неоднородностей второго уровня привлекались данные разведки профилей скважин. Расстояния между профилями 700-2300 м, а между скважинами - 100-300 м.

Для анализа выявленных размеров крепких включений (длина, мощность, площадь) нами использовалось статистическое моделирование результатов кустового бурения, которое показало, что распределение длин и мощности "конкреций" обладает значительной положительной асимметрией, распределения размеров крепких включений по протяженности согласуются с логнормальной функцией. Вероятность их встречи при разных размерах различная: $P = 0,45$ (0 - 5 м), $P = 0,35$ (5 - 10 м), $P = 0,15$ (10-15 м), $P = 0,05$ (свыше 15 м).

Одним из основных вопросов практики геологоразведочных исследований является выбор рациональной системы наблюдений за геологическими объектами: форма сети наблюдений и расстояние между наблюдениями при дискретном их размещении. Увеличение плотности сети наблюдений приводит к неоправданным затратам труда и средств, которые возрастают с увеличением объемов разведочных работ, а ее уменьшение - к недоизученности исследуемых объектов.

Количественные методы решения данной проблемы базируются на том, что основным фактором, определяющим плотность разведочной сети, является природная изменчивость основных свойств геологических объектов. Обычно предлагают выделять две группы таких свойств: свойства, характеризующие внутреннее строение тел (содержание, минеральный состав, объемная масса, прочность и т.п.) и внешние (морфологические) свойства (мощность, длина, конфигурация сечений, элементы залегания). Морфологические свойства выделяются на основании документации горных выработок, скважин с учетом свойств, характеризующих внутреннее строение геологических тел. Так, в нашем случае крепкие включения оконтуривались по данным опробования (карбонатность, объемный вес, твердость породы и т.п.).

Распределение тех или иных геологических свойств может быть представлено как "геохимическое поле", т.е. в виде функции пространственных координат:

$$c = f(x, y, z) + \delta,$$

где δ - случайная составляющая "геохимического поля".

Система наблюдений должна позволять однозначно, независимо от расположения начального пункта наблюдения, восстанавливать функцию, описывающую строение "геохимического поля", иначе - осуществлять надежную интерполяцию и экстраполяцию между точками наблюдений.

Основными характеристиками "геохимического поля" выступают амплитуда и частота проявления в пространстве геологических неоднородностей, отсюда поэтому математические методы должны учитывать амплитудную и частотную составляющие изменчивости. С этой целью часто используются корреляционная и структурная функции. За оптимальное расстояние между наблюдениями принимается радиус корреляции, устанавливаемый по вариограмме или корреляционной функции. При этом предполагается однозначная увязка соседних измерений.

В основу определения оптимальной плотности сети наблюдений должна быть положена частотная характеристика "геохимического поля", так как амплитудная составляющая не имеет прямого отношения к выбору оптимального шага наблюдений. Такое положение оказывается очень важным для наших условий, когда фактический материал отражает структуру чередования вмещающих пород и крепких включений или их зон, т.е. структуру двух видов неоднородностей (0 и I). Таким образом, задача может быть сведена к решению вопроса о плотности наблюдений, позволяющей независимо от положения сети наблюдений восстанавливать эту структуру.

Нами была использована комбинация метода разрежения и способа проверки гипотезы о наличии тренда по количеству скачков, когда упорядоченная последовательность состоит из двух типов элементов (0 и I). Скачком называется интервал последовательности, в пределах которого наблюдаются элементы только одного типа. Например, последовательность II 0II0000I0 может быть разделена на шесть скачков (II)(0)(II)(0000)(I)(0). Число скачков в случайных последовательностях зависит от количества элементов первого (n_1) и второго (n_0) типа. Статистическое распределение количества скачков (Π) в случайных последовательностях

асимптотически нормальное с математическим ожиданием $M(U)$ и дисперсией $\sigma(U)$, зависящими от n_1 и n_0 .

Фактическое значение числа скачков (\bar{U}) сравнивается с теоретическим по исследуемому ряду $M(U)$ по критерию:

$$Z = \frac{U - M(U)}{\sigma(U)}$$

С помощью таблиц нормального распределения $/I/$ определяется вероятность полученного значения Z в случайной последовательности. Если эта вероятность мала, гипотеза о том, что исследуемая последовательность является случайной, отвергается и считается, что она имеет тренд. При $Z = 0$ эта вероятность равна 0,5 (область неопределенности). При $Z > 0$ можно допустить, что в последовательности закономерности отсутствуют.

Экспериментальные исследования, осуществляемые путем разрежения сети наблюдений на моделях различных структур, показали, что при плотности наблюдений, соответствующей $Z = 0$, на каждый элемент неоднородности попадает в среднем 1-2 наблюдения, что позволяет производить уверенную интерполяцию и ограниченную экстраполяцию и, следовательно, в общих чертах восстанавливать структуру поля. Это послужило основанием для направления дальнейших исследований.

На эталонных моделях (данные разведки кустов скважин) с помощью разработанной методики производились эксперименты по определению рациональной плотности сети наблюдений в двух направлениях - широтном (А) и меридиональном (Б). По лучу А они составили от 2,5 до 3,5 м, а по лучу Б от 2,5 до 5,7 м. Это позволило принять изотропную схему и рекомендовать квадратную сеть эксплуатационной разведки 3 x 3 м или 5 x 5 м.

Для определения оптимальной формы и плотности сети разведочных скважин производились эксперименты над эталонными моделями, отстроенными по данным разведки широтных и меридиональных профилей скважин, где в качестве элементов однородности рассматривались зоны конкреционности. Результаты исследований показали, что оптимальная сеть скважин, позволяющая выявлять такие зоны, должна быть прямоугольной (150 x 300 м). При такой сети скважин вероятность подсечения зон, учитывая дискретность распределения в них крепких включений, примерно 0,7-0,8.

Г. Кадан А.Б., Гуськов О.И., Шиманский А.А. Математическое моделирование в геологии и разведке полезных ископаемых. М., Недра, 1979, 168 с.

А.В. Лукьянов, И.Г. Щерба, В.В. Зиньков

ОБРАЗОВАНИЕ РИТМИЧНО ПОСТРОЕННЫХ ТОЛЩ В РЕЗУЛЬТАТЕ ВОЗНИКНОВЕНИЯ АВТОКОЛЕБАТЕЛЬНОЙ СИСТЕМЫ В БАССЕЙНЕ СЕДИМЕНТАЦИИ

Ритмично построенные толщи (флиш, моласса) занимают огромные объемы в осадочной оболочке Земли. Они образуются при разных тектонических режимах, каждому из которых свойственна своя определенная ритмичность осадконакопления. Ритмичность седиментации в свою очередь является лишь одним из звеньев важного геологического процесса, лежащего в основе развития Земли. Все гипотезы, пытающиеся объяснить причины ритмообразования, можно разделить на две группы. Одна, наиболее многочисленная, основана на том, что циклы отражают периодичность внешних (тектонических, сейсмических, космических и т.п.) воздействий на геологический объект. Другая группа считает, что циклы имеют автоколебательную природу и связаны с самой развивающейся геологической системой и, в частности, с особенностями собственного развития бассейна седиментации, его глубиной, морфологией, строением осадка и т.п.

В статье приводятся результаты математического моделирования, ставившего своей целью проверить автоколебательную гипотезу циклообразования, т.е. выяснить возможность возникновения автоколебательной системы в бассейне седиментации без учета внешних воздействий. Моделирование осуществлялось на гидроинтегратор-

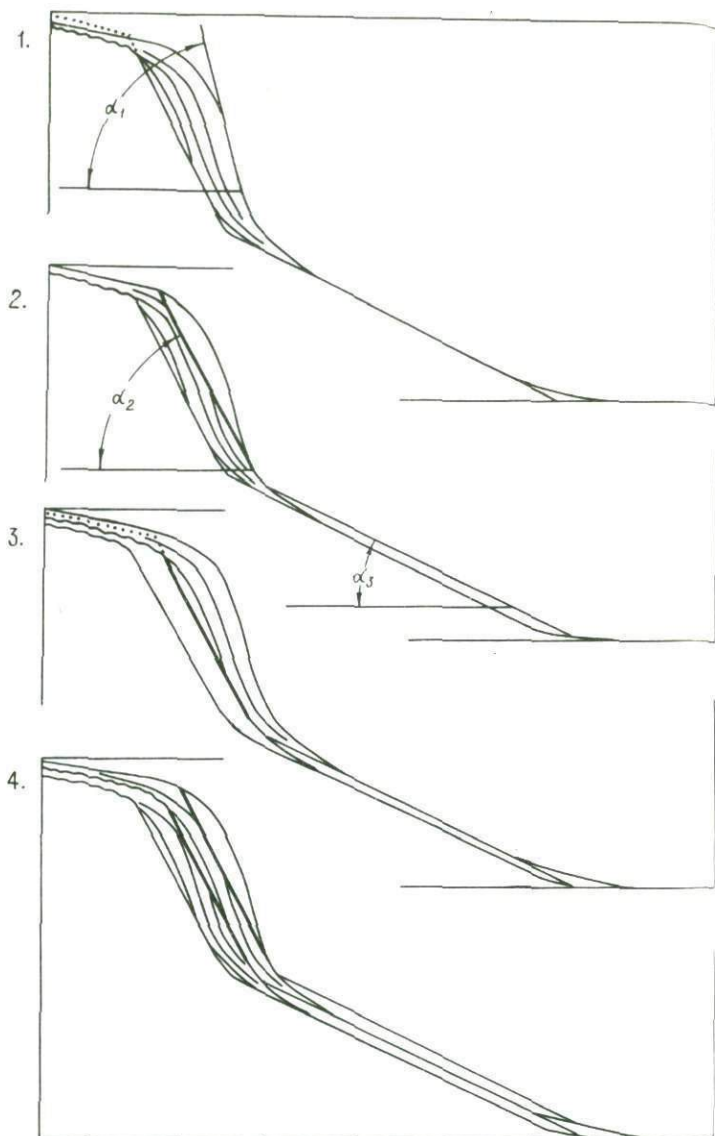


Рис. 1. Схема формирования циклов "ч" устойчивого профиля дна

ре ИГЛ системы В.С. Лукьянова под руководством А.В. Лукьянова, теоретически обосновавшего постановку такой задачи (А.В. Лукьянов, 1980). В результате моделирования были установлены не только условия возникновения автоколебательной системы, но и выявлен профиль дна на стадии установившегося режима его развития, зоны развития разных формаций, определена критическая глубина бассейна.

Условия решавшейся нами задачи предполагают существование достаточно глубокого бассейна, в который с берега идет постоянный поток материала (для простоты решения было принято, что бассейн имеет ограниченную, но достаточно большую протяженность). Перемещение материала по поверхности дна бассейна происходит под действием неупорядоченного движения частиц в приповерхностном слое подвижности осадка. Эти перемещения, зависящие от гидродинамики бассейна и свойств материала, определялись коэффициентом подвижности, который с глубиной нелинейно уменьшался. Принимается, что осадок тиксотропен, т.е. его механические свойства от сотрясения изменяются так, что он становится более подвижным. Тиксотропность характеризуется с помощью трех критических углов откоса, на котором залегает осадок. Угол α_1 характеризует механические свойства ненарушенного осадка перед началом оползания. Угол α_2 , при котором сохраняется осадок после оползания, характеризует механические свойства нарушенного осадка, а угол α_3 — механические свойства осадка, прекратившего оползание и находящегося в ненапряженном состоянии.

Моделирование показало, что в ходе решения задачи поверхность накапливаемого осадка приобретает наклон, соответствующий определенной глубине и достигает критического угла α_1 (рис. I, "1"), после чего с откоса срывается линза осадка, наклон подошвы которой равен второму критическому углу. Осадок, лежащий под углом α_2 , остается на склоне, а круче — перемещается вниз по склону в виде оползня или мутьевого потока и отлагается у подошвы склона в виде протяженного пласта, имеющего наклон поверхности, равный третьему критическому углу (рис. I, "2"). На сорванную поверхность непремещенных осадков первого слоя начинает отлагаться не прекращающий свое поступление материал и, достигнув первого критического угла, вновь срывается, оставив нетронутым осадок, лежащий под углом α_2 , и т.д. (рис. I, "3" и "4").

В ходе моделирования было решено три варианта задачи. В первом варианте было принято, что второй критический угол равен на-

начальному наклону (рис. 2). В продолжении первых 5 этапов накапливалась тонкая пленка непереотложенных осадков, шли частые и мощные срывы оползающего материала. В течение всего этого времени глубина, на которой шло накопление переотложенного материала, уменьшалась и достигла уровня, выше которого этот материал не распространялся. Эта предельная глубина оказалась критической для бассейна, т.к. ниже не распространялись осадки, образующиеся за счет беспорядочного перемещения материала. После выявления критической глубины началось однообразное накопление материала, нарушавшееся через почти равные отрезки времени оползанием осадков, достигших первого критического угла.

Во втором варианте задачи исследовалось течение процесса осадконакопления на более пологом, чем второй критический угол, дне. Сначала накопление линзы осадков, выходящей на критическую глубину, шло очень медленно. Однако после срыва первой линзы поверхность сохранившихся на дне осадков вновь приобрела наклон, равный второму критическому углу, и дальнейший ход задачи пошел по образцу первого варианта.

В третьем варианте задачи при сохранении неизменными всех других условий (величина потока, коэффициент подвижности, критические углы) начальный наклон дна был принят более крутым, чем второй критический угол. В этом случае, как и в первых вариантах, на наклонном дне накапливались осадки, переносимые неупорядоченным волнением, но вначале все они периодически оползали, оставляя обнаженным начальное дно. Каждая новая линза, срываясь, переотлагалась выше по склону, чем нижележащая. Это происходит до тех пор, пока линза накапливающихся на дне осадков не станет опираться на линзу оползших осадков, выявив тем самым критическую глубину бассейна. После этого подошва оползня прошла выше дна и на нем осталась часть осадков. Осадки следующего этапа начали отлагаться на поверхности, наклоненной под вторым критическим углом, и развитие процесса пошло по законам, установленным в первом варианте.

Таким образом, ритмика осадконакопления не зависит от начальных условий, а определяется свойствами (параметрами) самого бассейна, развивающегося как автоколебательная система. Поверхность дна бассейна по мере накопления осадка стремится к кривой, форма которой определяется зависимостью коэффициента подвижности от глубины и механическими свойствами осадка, и не зависит от ис-

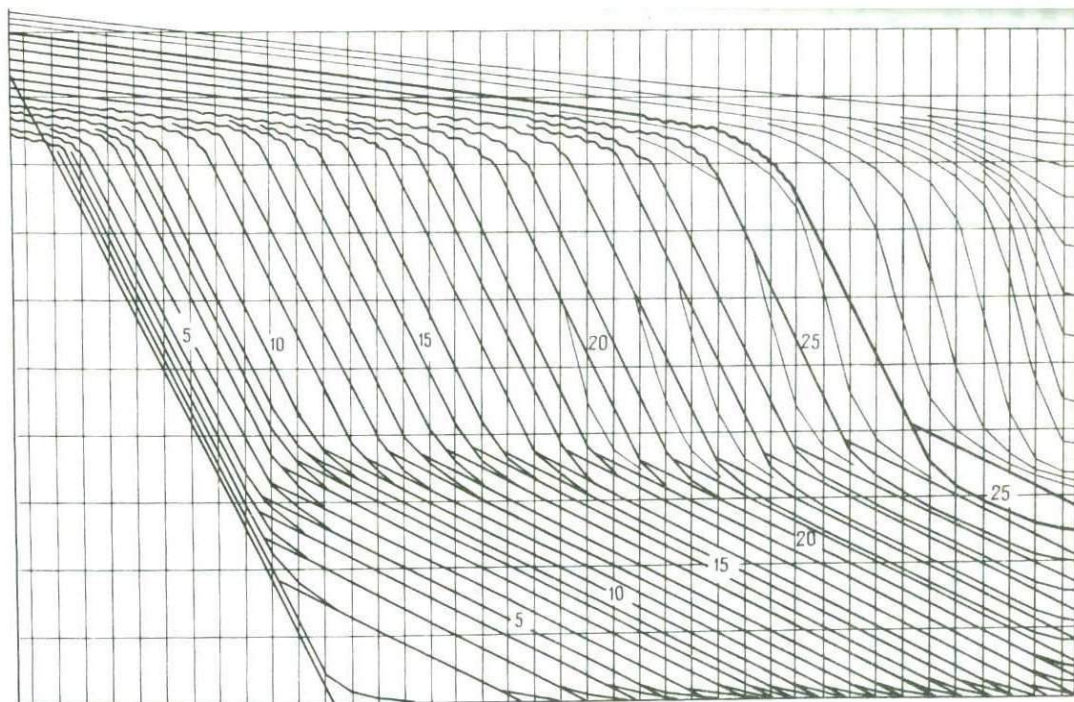


Рис.2. Заполнение бассейна и формирование основных зон

ходного рельефа дна. Профиль дна моделируемого бассейна на стадии установившегося режима определяется расположением на нем ритмических осадков. Он имеет ступенчатую форму, т.к. на перегибе склона, как только начинается оползание, сразу же идет размыв, а основное накопление осадков идет на крутой части склона, представляющей фронт осадконакопления.

В бассейне при моделировании четко выделяется критическая глубина, определяющаяся его параметрами, по которой он разделяется на две зоны: докритическую и закритическую. Характер седиментации в этих зонах принципиально различен, несмотря на то, что ритмика возникает в каждой из них. В докритической зоне материал переносится и накапливается постоянно, но периодически некоторая его часть, лежащая круче первого критического угла, подвергается срыву и переносу во вторую зону, где перенос и накопление материала происходят порционно в результате периодических поступлений оползней, формирующихся на критических глубинах. Характер ритмической слоистости в двух выделенных зонах оказывается совершенно различным. Судя по модели, осадки докритической зоны характеризуются сорванной наклонной слоистостью, в закритической зоне — параллельной, вероятно, градационной слоистостью, свойственной отложениям мутьевых потоков. Обе разновидности ритмически построенных осадков образуются в течение единого этапа седиментации, формируются одновременно и сменяют одна другую по простиранию. Вместе с тем в конкретном вертикальном сечении накопившихся осадков отложения докритической зоны всегда залегают выше отложений закритической зоны. Это происходит потому, что фронт осадконакопления проходит в обеих зонах и, постепенно продвигаясь к центральным частям бассейна, оставляет за собой мощную толщу осадков, нижняя часть которой формировалась на закритических глубинах, а верхняя — на докритических.

Ритмическое осадконакопление продолжается до тех пор, пока в бассейне существует область с закритическими глубинами, в которую может ритмически сгужаться материал оползней из докритических глубин, обуславливающих, в свою очередь, ритмичное строение остаточных осадков докритической зоны. После того, как бассейн заполнится до закритической глубины, оползание в нем прекращается и автоколебательная система отмирает.

Осадки, заполнившие бассейн, состоят из серии клиноформ, выклинивающихся у бровки и подошвы склона. Эти клиноформы сложе-

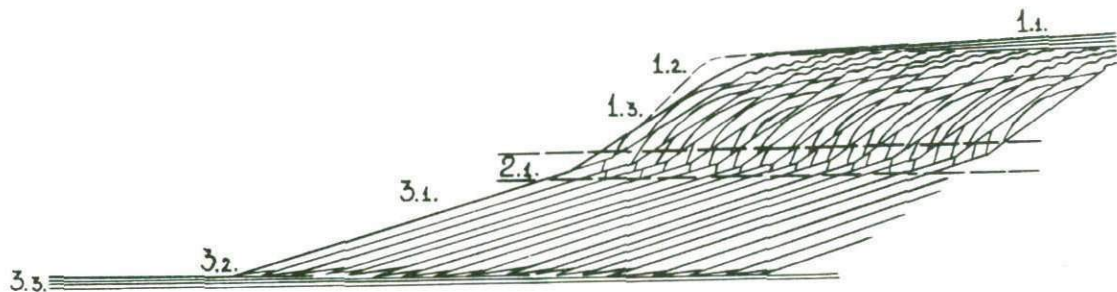


Рис. 3. Типы ритмичного накопления осадков.

Цифры на рисунке: I – зона неустойчивого накопления докритических глубин (комплекс остаточных осадков): I.1 – подзона транспортировки (серия сплошного переслаивания пород), I.2 – подзона периодических размывов (серии с нарушенной слоистостью за счет периодических размывов), I.3 – подзона периодических срывов (серии с сорванной наклонной слоистостью); 2.1 – зона критических глубин (комплекс смешанных осадков, серии со сплошной слоистостью); 3 – зона устойчивого накопления закритических глубин (комплекс перемещенных осадков): 3.1 – подзона порционного поступления материала (серии с градационной слоистостью), 3.2 – подзона вырождения влияния склона (серии с выклинивающейся градационной слоистостью), 3.3 – подзона глубинного накопления нарушенных осадков.

ны тремя комплексами осадков, накапливающихся на разных глубинах (рис. 3): комплекса неритмичных глубинных осадков, комплекса перемещенных осадков закритических глубин и комплекса остаточных осадков докритических глубин, разделенных зоной смешанных осадков критических глубин. Возможно, верхний комплекс ритмических осадков модели соответствует нижней молассе, а нижний - флишу.

От описанной выше качественной оценки процесса ритмичного осадконакопления можно перейти и к количественным оценкам. Для этого следует использовать количественные характеристики всех параметров модели, теорию подобия и количественные характеристики некоторых параметров природных бассейнов. Критерии подобия для рассматриваемой модели имеют следующий вид: $\tau/e^2 \cdot H$; $H/V \cdot l \cdot q$; $H/l \cdot \text{tg} \alpha$. Они позволяют вычислить остальные характеристики процесса. При этом "базовая модель" дает как бы обобщенное решение, поддающееся разным интерпретациям, если задавать разные основные характеристики параметров природного бассейна.

Таблица

Примеры интерпретации модели циклического осадконакопления

Н м	$10^6 q$ $\frac{\text{см}^2}{\text{год}}$	α_1^0	α_2^0	α_3^0	$\text{tg} \alpha_1$	$\text{tg} \alpha_2$	$\text{tg} \alpha_3$	100^I М	$10^4 K$	τ_{19}	
									$100+I$	м.л.	
Б	0,55	131	22	11	3	0,4	0,2	0,05	0,08	1000	γ
I	1650	0,08	8	4	1	0,14	0,07	0,02	686	0,7	21
II	"	0,07	"	"	"	"	"	"	"	1,63	9
III	550	"	"	"	"	"	"	"	228	"	1

Н - глубина модели, q - удельный поток осадочного материала, $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3$ - критические углы, l - длина модели, K - коэффициент подвижности (в нижней модели изменяется с глубиной в 100 раз), τ_{19} - коэффициент накопления 19 циклов, Б - базовая модель; I, II, III - природные объекты; $\gamma = 1,9 \cdot 10^{-4}$ лет.

В таблице представлены все количественные характеристики параметров базовой модели и приведены три варианта ее интерпретации для природных бассейнов со следующими основными характеристиками: I-й вариант: $H = 1650$ м, $\alpha_1 = 8^\circ$, $q = 30\ 000$ см²/год. II-ой вариант: $H = 1650$ м, $\alpha_1 = 8^\circ$, $q = 70\ 000$ см²/год. III-ий вариант: $H = 550$ м, $\alpha_1 = 8^\circ$, $q = 70\ 000$ см²/год. Первый и второй варианты имитируют условия, характерные для Северного моря, третий — для южной части Каспийского моря.

И.Г.Щерба

ЭТАПЫ ОБРАЗОВАНИЯ ОЛИСТОСТРОМОВ В КАЙНОЗОЕ АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

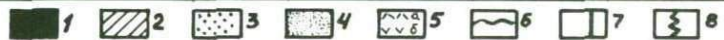
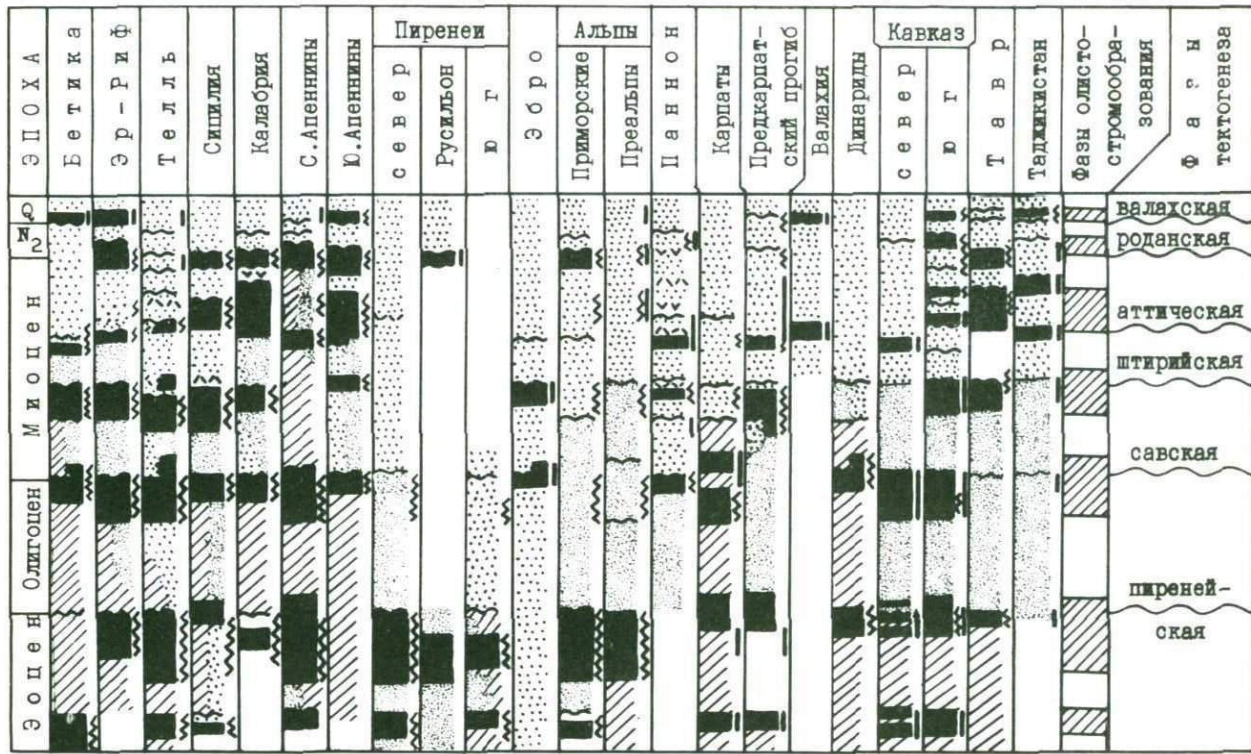
В последнее время в результате работ советских и зарубежных исследователей /1, 3, 6, 7, 9/ утвердилось мнение о том, что появление олистостромов служит показателем активных тектонических движений, а олистостромовые толщи представляют собой своеобразную формацию, возникающую в процессе этих движений. Изучение пространственно-временного распределения этих образований позволяет выяснить, носят ли эти движения непрерывный или эпизодический характер; насколько коррелируется между собой их распределение в разрезах; исследовать издавна интересующий геологов вопрос о существовании выдержанных во времени фаз тектогенеза. Существование выдержанных фаз олистостромообразования, связанных с активизацией тектонических движений, в мелу-эоцене Альпийской области показал М.Г.Леонов /3/. Автор настоящей работы ставит своей задачей проследить историю формирования олистостромовых комплексов, а также их связь с общей цикличностью седиментации в эоцен-квартере — времени превращения Альпийской складчатой области в горную страну.

С этой целью в разных частях Альпийского пояса, характеризующихся общностью строения, по литературным данным и в процессе полевых исследований изучался весь разрез кайнозойских отложений и

отмечалось появление в нем олигостромов (знак I на рисунке), следов перерывов, несогласий (знак 6 на рисунке), а также признаков трансгрессивности и регрессивности осадочных серий, позволяющих выявить общую ритмичность осадконакопления. Среди олигостромов — хаотических осадочных брекчий или отдельных крупных глыб, переместившихся в седиментационный бассейн путем оползания и захороненных среди его отложений в виде пластов различной мощности, — в работе, вслед за М.Г. Леоновым /3/, различалось две категории: в гравитационных микститах — возникновение обломочного материала связано с денудационными причинами, в тектоно-гравитационных — с тектонической дезинтеграцией пород в питающей провинции, чаще всего имеющей сложное покровное строение. Именно с перемещением этих покровов или вертикальным расплющиванием сложенных ими горных массивов (знаки 7 и 8 на рисунке) связано образование тектоно-гравитационных микститов. Последние образуют выдержанные на протяжении десятков, а иногда и сотен километров хорошо картирующиеся толщи с олигостромами. Возрастная корреляция изученных разрезов проводилась на основании схемы сопоставления эталонных шкал Теттиса и Паратеттиса, принятой на совещании Неогеновой комиссии в 1977 г. в Братиславе.

Проведенный анализ показал, что в кайнозойских толщах Альпийской области олигостромы тектоно-гравитационного происхождения появляются эпизодически и приурочены к 6 возрастным уровням, на которых они встречаются наиболее часто и повсеместно, а в промежутках — распространены локально и редко (рисунок I). Это позволяет говорить о существовании на территории Альпийской области от Пиренеев до Памира и от Альп до Северной Африки как общей цикличности в чередовании толщ с олигостромами и без них, так и одинаковых или близких по времени проявления фаз или этапов олигостромообразования.

Первый этап олигостромообразования охватывает поздний (редко средний) эоцен и начало олигоцена (42–36 м.л.). В это время в связи с начавшимся воздыманием Пиренеев, Альп и отчасти Северных Апеннин закладываются первые молассовые прогибы (знак 4 на рисунке — нижние молассы), в которые перемещаются покровы, сопровождающиеся олигостромами. Крупные перемещения шарьяжей в пределы флишевых (знак 2 на рисунке) прогибов произошли в это время в Динаридах, Северных Альпах, Западном Тавре, в Южном Средиземноморье /1, 3, 4, 7, 19/. Повсеместно здесь распространены позднеэоценовые



601

Рисунок. Распределение олистостромов в кайнозойских отложениях Альпийской области

толщи флиша с олистостромами. Одновозрастные им толщи с олистостромами на Кавказе и в Карпатах образуются в связи с развитием поднятий внутри и по краям флишевых прогибов.

Второй этап олистостромообразования охватывает поздний олигоцен — иногда начало миоцена (28–24 м.л.), когда большая часть складчатых сооружений Альпийского пояса была охвачена мощными покровообразующими движениями. По данным А.Кера, Ж.Дидона, П.Леспинаса, П.Эльтера и Л.Тревизана /7, 13, 17/, в Западном Средиземноморье образуются в это время "толщи аргиллитов с блоками", на Карпатах мощные тела олистостромов появляются в толще среднекросненского флиша, в Динаридах во флише Гавровской зоны /18/. В Закавказском и Предкавказском прогибах олистостромы, распространенные в глинистых толщах среднего майкопа, связаны главным образом с восходящими движениями внутренних зон Кавказа.

Третий этап олистостромообразования, включающий конец раннего, редко начало среднего миоцена (19–16 м.л.), в Сицилийско-Калабрийской и Бетско-Рифской дугах связан с гигантским образованием олистостромов во внутренних частях передовых прогибов, которое уподобляется Ю.Шубертом и А.Фор-Мюре ледоходу и связывается ими с интенсивным перемещением покровов в сторону платформенных сооружений Андалузии и Северной Африки /8/. Подобные им, но меньшие по размерам олистостромы появляются в бурдигальских молассах (знак 3 на рисунке — верхние молассы) на Карпатах и в Ликийском Тавре /15/. На Кавказе олистостромы, обнаруживающиеся в коцахурских отложениях юго-западного склона, связаны с обрушением воздымавшегося борта Рионской впадины /2/.

Четвертый этап олистостромообразования охватывает конец среднего миоцена — тортонский век позднего (15–9 м.л.). Наиболее распространены олистостромы этого этапа, по данным Ю.Шуберта /8/, А.Кера /7/, Ф.Хойдемакера /16/, в Бетско-Рифской и Сицилийско-Калабрийской дугах, а также Северных Апеннин, где они связаны с гравитационным перемещением покровов в далеко продвинувшиеся в пределы форлянда прогибы. На Кавказе /2/, в Карпатах и на Балканах /5/, где в это время передовые прогибы не испытали такого расширения, олистостромообразование четвертого этапа носило гораздо меньшие размеры и было связано с орогеническими движениями. Олистостромы этого этапа образуются не только в пределах Альпийской геосинклинали, но и в области альпийской активизации Средней Азии, где известны вдоль северного и восточного краев Афгано-Тад-

жикской неотектонической впадины /9/. Обломочный материал в этих своеобразных олистостромах возникает внутри тектонически дезинтегрированных горных массивов, окружающих впадину, и выжимается оттуда в седиментационный бассейн в результате гравитационного раздавливания воздымающихся блоков.

Пятый этап олистостромобразования начинается в самом конце миоцена, после мессинского кризиса солености, и продолжается до середины плиоцена (6-4 м.л.), проявляясь в основном по окраинам Средиземного моря, в Пиренеях, Приморских Альпах, в Апенниннах, Сицилии, Бетской кордильере, а также в Ликийском Тавре и на Кавказе. Повсеместно образование этих олистостромов сопровождалось ростом гор и формированием эрозионных уступов, с которых шло гравитационное оползание как отдельных блоков, так и крупных гравитационных покровов, сопровождавшихся шлейфом обломочного материала, образовавшего тела олистостромов /4, 7, 8, 10, II, 12, 14/.

Последний, шестой этап образования олистостромов тектоно-гравитационного происхождения отмечается в интервале времени 2-0,7 млн. лет на границе апшерона и баку, калабрия и сицилия. Эти олистостромы известны на Кавказе, в Крыму, на Балканах и в Македонском массиве /3, 5, 10, 16, 20/, где они связаны, главным образом, с гравитационным растеканием поднятий, а также в Молизе-Брадано-ской впадине Апеннин /22/, где калабрийские олистостромы образуются перед фронтом покрова Дауния, и в Афгано-Таджикской впадине перед фронтом Бабатагского надвига.

В течение отдельных этапов образования олистостромов последние появляются не повсеместно, но все их крупные проявления в сложной (в палеогеографическом и орографическом смысле) Альпийской области приурочены именно к этим этапам.

Все рассматриваемые олистостромы связаны с разными по форме проявлениями тектонических движений: перемещением покровов в разрастающиеся прогибы или гравитационным раздавливанием поднятий, сложенных аллохтонными массами. Вместе с тем появление олистостромов тесно связано с изменениями режима седиментации в бассейне. Эти изменения также носили циклический характер и были связаны с преобразованием Альпийской геосинклинали в горно-складчатое сооружение. В пределах Альпийской области выделяются шесть близких по времени позднекайнозойских тектоно-седиментационных циклов: эоценовый, олигоценный, раннемиоценовый, средне-позднемиоценовый, раннеплиоценовый и позднеплиоценовый-плейстоценовый. Каждый из них

начинался с общего погружения, формирования ряда Гассейнов, часто глубоководных (например, майкопского, менгилитового, нумидийского в раннем олигоцене), и трансгрессии и завершался регрессией (например, позднелигоценовой, когда уровень мирового океана снизился с +500 м до -350 м /2I/). С регрессивными стадиями связано наиболее интенсивное проявление покровно-складчатых деформаций.

Диапазон времени образования олигостромов одного этапа ограничен временем общих воздыманий и накопления регрессивных серий осадков одного тектоно-седиментационного цикла и началом погружения следующего цикла, когда вновь образующиеся уступы создают благоприятные условия для оползания и формирования послепокровных олигостромов. Конкретные толщи с олигостромами одного этапа могут быть приурочены как ко времени перемещения покровов, так и началу погружения следующего цикла. С этим в значительной мере связана стохастичность в распределении олигостромов. Продолжительность этапов олигостромообразования, складывающаяся из максимально удаленного времени появления олигостромов одного этапа и не всегда отвечающая времени образования конкретных толщ с олигостромами, составляет от I до 6 м.л., а разделяющих их периодов - 3-9 м.л. С конца миоцена частота таких этапов увеличивается, их продолжительность сокращается.

Этапы олигостромообразования хорошо коррелируются с орогеническими фазами, выделенными Г.Штилле для западной части Альпийского пояса: пиренейской, савской, тирийской, аттической, роданской и валахской. Таким образом, в такой гетерогенной области, как Альпийская, орогенез и скучивание происходило импульсивно, а фазы их активизации были выдержаны на всем протяжении от Пиренеев до Памира. При этом в основе горизонтальных и вертикальных движений, определявших цикличность седиментации, лежали общие причины.

Л и т е р а т у р а

1. Белостоцкий И.И. Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. М., Недра, 1970, с.170-192. - 2. Борукаев Ч.Б. и др. Бюлл. МОИП. Отд. геол., т.56, вып.6, 1981, с.32-44. - 3. Леонов М.Г. Олигостромы в структуре складчатых областей. М., Наука, 1981, с.172. - 4. Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М., Мир, 1977, 451 с. - 5. Минчев Д. Годешник на Софийский Университет, бон-геол.-геогр.ф-т, т.Ш, кн.2, геол., 1960, с.14-21. - 6. Мос-

- ковский Ст., Иванов Ж. Олисторомы Центральных Родопов в Центральной и Восточной Старой Планине и районе Крайштиц. София, 1980, с. 27-58. - 7. Сила тяжести и тектоника. М., Мир, 1976, 500 с. - 8. Шуберт Ю. и Фор-Мюре А. Тектоника Африки. М., Мир, 1973, 518 с. - 9. Щерба И.Г. Геотектоника, № 5, 1975, с. 97-108. - 10. Щерба И.Г. Бюлл. МОИП. Отд. геол., № 4, 1978, с. 23-24. - 11. Clauzon G., C.r. Acad. Sci, D 275, N 18, 1972, p. 1963-1967. - 12. Clauzon G., Bull. Soc. geol. France, t. XVI, N 3, 1974, p. 273-280. - 13. Didon J., Bull. Soc. geol. France, t. XIX, N 4, 1977(1978), p. 765-771. - 14. Gigot P. et al., Bull. Soc. geol. France, t. XVI, N 2, 1974, p. 128-139. - 15. Graciansky et al., Bull. Soc. geol. France, t. XII, N 3, 1970, p. 557-564. - 16. Hoedemaeker Ph. J., Lieden, Scripta Geologica, 1973, p. 247. - 17. Lespinasse P., Bull. Soc. geol. France, t. XIX, N 4, 1972, p. 781-787. - 18. Richter D., Geol. und Paläontol. Abh., t. 151, N 2, 1976, p. 224-252. - 19. Ricou L. et al., Bull. Soc. geol. France, t. XVI, N 2, 1974, p. 107-111. - 20. Sotiaxiriadis L., Griechenland. - Neues Jahrb., Mineral. Monatsh., N 1, 1973, p. 35-56. - 21. Vail P.R., Mitchum R.M., Proceedings of the tenth Petroleum Congress, v. 2, Heeden, 1980, p. 95-104. - 22. Zansucchi J., Boll. serv. geol. Ital., v. 80, fasc. 2-3, 1959, p. 101-123.

Н.И.Кригер

О ТЕРРАСОВЫХ РЯДАХ

В данной работе идет речь о загадочном проявлении периодичности геологических процессов, приводящих к образованию речных и морских террас.

Образование речной (или морской) террасы обычно рисуется в виде эрозивно (абразионно)-аккумулятивного цикла или периодической остановки эрозивного (абразионного) процесса.

Еще недавно образование террас казалось легко объяснимым климатическими колебаниями, вертикальными движениями земной коры или эвстатическими колебаниями уровня моря, реже — локальными факторами, такими, как подпруды рек ледниками, обвалами или вулканическими потоками. Иногда исследователи довольно свободно подбирали вероятные причины образования террас в каждой конкретной долине. При этом возникали несколько странные ситуации, не вызывавшие, однако, острых дискуссий. Например, в Каратау (Южный Казахстан) наличие террас в ущельях рассматривалось как признак тектонического поднятия, но и отсутствие их трактовалось так же. Террасы в долине р. Уфы позволяли исследователям говорить о поднятии Уфимского плато, хотя на Волге (к бассейну которой принадлежит р. Уфа) террасы аналогичной высоты объяснялись климатическими причинами. Таких примеров можно привести множество.

Свобода выбора гипотезы происхождения речной террасы в значительной мере объясняется тем, что до недавнего времени каждая терраса рассматривалась отдельно, вне связи со средой и другими террасами. За последние годы чаще привлекаются палеогеографические данные для восстановления условий образования террасы. Кроме того, возникло новое направление в учении о террасах — исследование совокупности террас как целого. В свете этих данных представления о происхождении речных (и морских) террас потребовали пересмотра.

Было обращено внимание на некоторые давно известные, но странным образом забывшиеся факты: повсеместность распространения террас вдоль крупных долин и крутых морских берегов; наличие лестницы террас, в которой более высокие террасы являются более древними (погребенные террасы — сравнительно редкое явление); возрастание превышений одной террасы над другой по мере увеличения их возраста.

Для изучения лестницы террас мною (1945, 1948) было введено понятие о террасовых рядах. Террасовый ряд — совокупность высот террас, мыслимых в порядке их расположения по склону. Следует отметить, что проблема террасовых рядов не является только морфометрической, а имеет общегеологический характер, поскольку переплетается с вопросами о природе террасообразовательных колебаний, строении, возрасте и стратиграфическом значении террас. Но необходимо иметь в виду, что целостность совокупности (лестницы) тер-

рас сегодня может быть выявлена только на основе математического анализа высот террас. Этот анализ позволяет рассматривать каждую террасу как необходимый элемент всей совокупности. Применяемые некоторыми исследователями графические методы изучения террасовых рядов не дают ясного представления об их целостности.

Я подробно не касаюсь истории вопроса о террасовых рядах. Начало изучения закономерностей в высотах террас связано с работами А. Пенка, Шауэра, Ф. Шейнера, а в период 1929-1938 гг. - с трудами Б. А. Федоровича, Л. А. Варданянца, А. И. Москвитина, Е. Н. Пермякова и автора. После введения понятия о террасовых рядах в моих работах (1945-1963) было предложено эмпирическое уравнение террасового ряда в виде экспоненты $Y = Be^{-q^n} + P$, где Y - высота террасы, n - номер террасы, считая сверху, B , q , P - постоянные изучаемые террасового ряда.

Примеры наблюдавшихся и выравненных по указанной формуле террасовых рядов приведены в таблице. Речные и морские террасовые ряды, подчиненные экспоненциальной закономерности, наблюдаются в районах с различной тектоникой и в разных климатических условиях на разных материках.

Вопросы генезиса речных и морских террас должны быть пересмотрены в связи с идеей террасовых рядов. Ни одна из указанных выше гипотез происхождения террас не объясняет закономерностей террасовых рядов. Мною уже указывалось (1948), что "математически закономерный террасообразовательный процесс не несет следов нарушений, вызванных тем или иным путем (климатические изменения, изостазис, эвстатические колебания уровня океана) влиянием бывших оледенений". Объяснение этого явления может состоять в том, что сами указанные факторы изменяются по экспоненциальному закону.

Экспоненциальная закономерность в террасовых рядах была мною прослежена по океаническим морским побережьям (1961), по речным долинам Чехословакии (1948), СССР (1951, 1963) и других стран. Был рассмотрен вопрос о методе замера высоты террас (1951), а также было показано, что уравнение террасового ряда может быть выведено из уравнения террасообразовательного колебания в общей форме (1963) и, для частного случая, из уравнения свободного гармонического затухающего колебания (1951). На примере рек бассейна р. Оки мною было показано, что цифры ширины долин террас образуют экспоненциальную последовательность, а высота террасы находится в прямолинейной зависимости от ширины долины террасы (1951).

За последние 20-25 лет многие авторы касались проблемы террасовых рядов. Наиболее детальные исследования были проведены С.В.Лютцау (1956-1969) и В.Г.Беспалым (1973-1981). Кроме того, этот вопрос освещали в своих работах В.К.Епишин, О.К.Леонтьев, К.К.Марков и А.А.Величко, С.Л.Троицкий, Е.В.Шандер, Н.А.Шило и другие исследователи. Я кратко укажу лишь направления ведущихся исследований.

1. Исследования по уточнению формы уравнения террасового ряда. Экспоненциальная форма уравнения, по-видимому, является единственным утверждением в проблеме террасовых рядов, не вызывающим споров, так как дает хорошую аппроксимацию этих рядов. Пока не раскрыта физическая природа террасовых рядов, поиски иных способов аппроксимации едва ли целесообразны. И.Г.Миндель (1967) в уравнении террасового ряда положил $P=0$. Это упростило использование формулы, дало возможность получать линейную зависимость при логарифмировании выражения или при составлении графиков в полулогарифмическом масштабе, но сделало расчеты несколько менее корректными. Величина P в данном уравнении имеет определенный физический смысл, являясь превышением современного уровня реки над асимптотой, к которой стремится террасовый ряд. Обычно это превышение составляет от 0 до 10 м, редко выходя за эти пределы, т.е. является небольшой величиной по отношению к высоким террасам. Однако игнорирование этой величины отражается на вычислении параметра q и высот низких террас.

2. Опыты увязки формы террасовых рядов с местными тектоническими и физико-географическими условиями (С.В.Лютцау) и использования террасовых рядов для стратиграфических целей (С.В.Лютцау, В.Г.Беспалый). По моему мнению, главная трудность этих исследований состоит в недостаточной точности полученных на сегодняшний день террасовых рядов, благодаря несовершенству методов измерения высот террас. Переломы на графиках террасовых рядов по большей части легко объясняются ошибками измерений и не могут быть положены в основу стратиграфических корреляций. При составлении "рядов превышений террас" (разностных рядов) ошибки измерений суммируются, поэтому переломы на графиках этих рядов более резко выражены. Заслуживает внимания мысль В.Г.Беспалого о существовании "пограничных террас", выше которых форма террасового ряда принципиально меняется. Кажется, в нижнем

плейстоцене имеется подобный террасовый уровень. Но и здесь при стратиграфических корреляциях необходима большая осторожность.

3. Образование террасовых рядов в результате тектонических и климатических (на морских побережьях — изостатических) колебаний. Для объяснения лестницы террас в речных долинах внутри материков предполагаются циклические климатические колебания на фоне общего углубления долин в условиях поднятия или даже стабильного состояния материков (Н.И.Кригер, 1963; В.Г.Беспалый, 1978; Н.А.Шило, 1981). Для объяснения лестницы морских террас предлагается гипотеза эвстатических колебаний на фоне общего поднятия материков или опускания океанического дна (Н.А.Кригер, 1963; К.К.Марков, А.А.Величко, 1967). Эти рабочие гипотезы объясняют образование лестниц речных и морских террас и открывают дорогу для исследования причин экспоненциальной зависимости высот террас.

4. Эволюция продольного профиля долин. Предположив, что продольный профиль рек стремится к некоторой закономерной кривой (регулярный профиль), что выполаживание профиля во времени происходит по экспоненциальному закону и что на процесс эволюции профиля накладывается какой либо периодический процесс (например, тектонические движения), А.С.Девдариани (1963, 1967) пришел к уравнению террасового ряда. Возможна и другая гипотеза: замедление скорости эрозии долины в связи с возрастанием количества сносимого со склонов материала по мере углубления долины; в результате этого процесса глубина вреза в течение каждого последующего цикла становится меньше (Н.И.Кригер, 1963). Обе эти рабочие гипотезы заслуживают дальнейшей разработки и проверки.

5. Повышенная вероятность размыва древних террас, приводящая к разрежению верхней части террасового ряда (В.И.Кленов, 1980). Не отвергая возможность подобного объяснения террасовых рядов в некоторых частных случаях (например, некоторые горные ущелья), я считаю это объяснение непригодным в качестве общей гипотезы. Следует учитывать, что каждая цикловая терраса является особым стратиграфическим горизонтом, обычно хорошо прослеживается вдоль долины и не имеет характера случайного явления.

Таким образом, проблема происхождения террасовых рядов пока остается не решенной. Здесь необходимы внимательный и объективный подход к различным концепциям, продолжение теоретических и эмпирических исследований.

Таблица

Примеры эмпирических (э) и выравненных (в) террасовых рядов

117

Морские террасы				Речные террасы							
Алжир (Л.Де Лямот)		Новая Зеландия (Э.Серл)		р.Эльба (Лаба), Чехословакия (Н.И.Кригер)		р.Дунай в Железных Воротах (И.Цвиич)		р.Алма, Крым (Б.А.Федорович)		р.Бнисей у Красноярска (Г.Ф.Мирчинк)	
э	в	э	в	э	в	э	в	э	в	э	в
203.0	207.1	167.7	172.0	55.0	55.4	155.0	157.2	96.7	95.7	90.0	90.8
148.0	141.6	141.6	106.0	35.0	33.7	97.5	95.5	56.5	58.8	65.0	56.8
103.0	95.0	76.2	59.2	20.0	20.1	60.0	56.4	35.0	34.6	35.0	35.0
60.0	61.7	33.5	34.6	11.0	11.6	32.0	21.5	20.0	18.9	16.0	21.2
31.0	38.0	15.2	20.7	6.0	6.2	11.5	12.7	8.5	8.6	10.0	12.4
18.0	21.0	6.1	12.4					2.0	1.9		
		3.0	7.9								
$q = 0.338$		$q = 0.553$		$q = 0.467$		$q = 0.319$		$q = 0.427$		$q = 0.452$	
$P = -21.1м$		$P = +1.56м$		$P = -2.8м$		$P = -18.6м$		$P = -10.7м$		$P = +2.9м$	

МЕХАНИЗМ ЦИКЛИЧНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

"Совокупность и последовательность движений земной коры является результатом какого-то правильного закономерного механизма".

В.В.Белоусов

Глобальные геологические процессы характеризуются цикличностью, направленностью, последовательностью и взаимосвязью. Геологическая цикличность тесно связана с обращениями космических тел и их систем, с приливообразующими силами Луны и Солнца. Поэтому многие геологи связывают циклы природных процессов с воздействием на литосферу внешних сил, исходя из представлений о Земле как механизме /2, 8, 9/.

Исторически сложилось так, что в "рамках механики решался вопрос о возникновении Земли, вращении ее вокруг Солнца и вокруг собственной оси, изменений наклона оси, а с этим положением ее магнитных и географических полюсов, приливо-отливных движений под влиянием притяжения Луны и Солнца, слоистого строения Земли" /16/. Следовательно, в поиске механизма цикличности геологических процессов геологам должны помочь принципы и методы прикладной механики — теории механизмов — науки, изучающей строение (структуру), кинематику и динамику механизмов в связи с их анализом и синтезом /1/.

Автор (инженер-механик) вел поиск механизма, способного передавать движение через герметичную оболочку, находящуюся под давлением или в вакууме. Таким механизмом оказалась волновая передача — система тел (звеньев), где движения и деформации передаются и преобразуются циклическим возбуждением волн деформации в гибком звене. Волновая передача обладает также уникальной способностью передавать принудительное механическое движение без механического ввода мощности /7/.

Изучая эти механизмы, автор обратил внимание на аналогию схемы деформации гибкого звена волновой передачи с двухволновым генератором волн эллиптической формы (рис. 1) и схемой "приливные деформации Земли" (рис. 2). Если есть аналогия в действии сил и деформациях (динамике), нет ли тут более полной аналогии между сферической волновой передачей и системой тел Земля — Луна — Солнце?

МЕХАНИЗМ ЦИКЛИЧНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Аналог - волновая передача

Система Земля-Луна-Солнце

Динамика

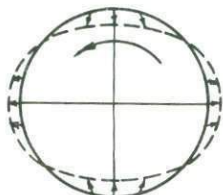


Рис. 1 [14]

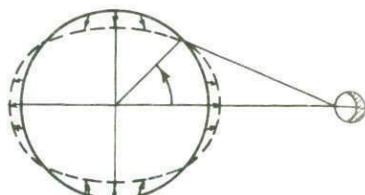


Рис. 2 [4, 13]

Структура

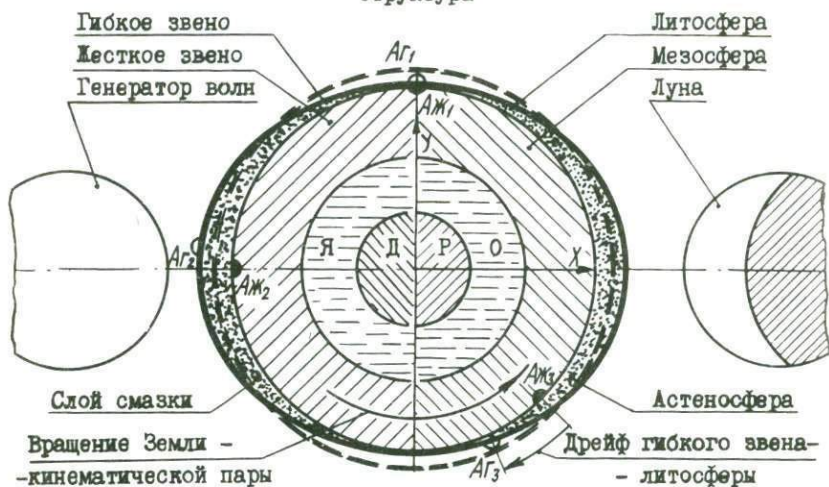


Рис. 3 [17, 18]

Кинематика

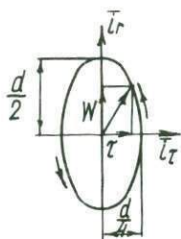


Рис. 4 [14]



Рис. 5 [11, 15]

Ведь циклическое возбуждение волн деформаций в литосфере (земные приливы), обусловленное фазами Луны, запечатлелось в климате, землетрясениях, вулканизме, движениях полюсов и других глобальных геологических процессах, что и было отмечено в работах многих ученых /2, 5, 8, 10, 11, 15, 19, 20, 21/.

Для того, чтобы показать соответствие механизмов, автор пользуясь методами теории механизмов, провел сравнительный структурный и кинематический анализы, а также проанализировал работу механического аналога – сферической волновой передачи и системы тел Земля – Луна – Солнце (все глобальные процессы).

Структурный анализ. Сферический волновой передаточный механизм, как и любая волновая передача, состоит из следующих тел – звеньев (рис. 3):

гибкого звена – гибкой сферы	}	сферическая
слоя смазки – подшипника		кинематическая
жесткого звена – жесткой сферы		пара,
генераторов волн (их может быть от I до n).		

В нашей системе следует рассматривать Землю как совокупность геосфер: литосферы, астеносферы и мезосферы с ядром Земли, образующих также кинематическую пару, позволяющую этим сферам двигаться друг относительно друга; астеносфера в этом случае играет роль смазки. Такой взгляд на строение Земли и относительное движение его сфер не противоречит современным представлениям /3/. Луна и Солнце в этой системе являются основными генераторами волн. Здесь силы гравитации деформируют литосферу, а силы вращения Земли создают в ней волны деформации – волны земных приливов /4, 11, 12/.

На основании вышеизложенного систему тел Земля – Луна – Солнце можно рассматривать по структуре (строению и расположению) как аналог сферического волнового передаточного механизма, где Земля – сферическая кинематическая пара, состоящая из:

литосферы – гибкого звена – гибкой сферы,
астеносферы – слоя смазки – подшипника,
мезосферы и ядра – жесткого звена – жесткой сферы,
Луны, Солнца и планет – генераторов волн (их может быть от I до n).

Таким образом выявляется полная аналогия и в структуре сферической волновой передачи и системы Земля – Луна – Солнце.

Кинематический анализ – траектория движения точки гибкого звена двухволновой передачи и точки земной поверхности. Если мы про-

следим за изменением положения вектора полной деформации в волне (рис. 4), а тем самым за изменением положения точки деформированного гибкого звена во времени, то увидим, что эта точка описывает эллиптическую кривую, называемую петлей. Волновые движения литосферы регистрируются наклономерами и представлены на рис. 5 в виде векторной диаграммы суточного хода наклона в земной поверхности, точки которой в течение суток описывают эллипсы /II, I5/. Из краткого кинематического анализа можно сделать вывод, что и движение точки гибкого звена волновой передачи аналогично движению точки литосферы, т.е. происходит по эллипсу.

То, что литосфера совершает волновые движения, известно давно /II, I2, I5/, но о том, что она при этом является частью волнового передаточного механизма, никто не предполагал. К объяснению геологических процессов волновая передача пока не привлекалась.

Работа планетарной волновой передачи (рис. 3): сферы Земли вращаются как одно целое, и при этом точки $A_{Г1}$ и $A_{Ж1}$ имеют разные окружные скорости и равную угловую скорость вращения до тех пор, пока суммарная деформация лунного и солнечного приливов не достигнут максимума, что происходит в перигелии при сизигии или при саросе, когда центры Земли, Луны и Солнца находятся на одной прямой. Тогда литосфера наиболее сильно деформируется - вытягивается (стягивается) в двух взаимно перпендикулярных направлениях по оси "X". В двух других направлениях по оси "Y" точки $A_{Г}$ и $A_{Ж}$ сближаются и их окружные скорости уравниваются, но угловые скорости будут различаться. Вращаясь с одной окружной скоростью, но проходя больший путь, точка $A_{Г1}$ отстанет в своем движении, и в положении $A_{Г3}$ точки $A_{Г}$ и $A_{Ж}$ уже не совместятся; синхронное вращение геосфер преобразуется в качение - перекачивание без скольжения жесткой сферы внутри гибкой сферы при их совместном вращении относительно генераторов волн.

На Земле это отставание точек гибкой сферы - литосферы должно проявиться в дрейфе на запад литосферы относительно основной массы планеты - мезосферы и ядра. Такое смещение наблюдается и называется **westwanderung**.

Периодичность в образовании максимальных волн деформации в литосфере приводит к циклической передаче горизонтальных движений литосфере, проявляющейся в движении полюсов, сейсмической активности и других глобальных геологических процессах с периодом 14 дней и более.

Основной характеристикой, определяющей работу волновой передачи, является передаточное отношение i , которое в нашем идеализированном случае для Земли будет:

$$i = \frac{D_ж - D_г}{D_ж} = - \frac{H_{зд}}{D_ж} \approx - \frac{0,5I_m}{I_{2400} \text{ км}} \approx - \frac{I}{24 \cdot 10^6},$$

где: $D_ж$ - диаметр жесткого звена (мезосферы), $D_г$ - диаметр гибкого звена (литосферы) до деформации, $H_{зд}$ - амплитуда деформации литосферы (высота земного прилива). Это значение i показывает, что за один оборот Земли (при сизигии) литосфера должна сместиться по астеносфере относительно мезосферы на $I/24 \cdot 10^6$ оборота (или $\sim 1,6$ м или на $-0,054''$) в обратном - западном - направлении, что соответствует величине и направлению смещения северного полюса /6, 19/.

"Наблюдаемые особенности вращения есть не неравномерность вращения и движение полюсов всей Земли, а лишь изменения скорости дрейфа литосферы по астеносфере" /19/.

Процессы взаимодействия сфер в волновой передаче. При волновом движении литосферы и ее дрейфе относительно мезосферы будут возникать процессы взаимодействия, аналогичные процессам взаимодействия между сферами в волновой передаче, которые для краткости и наглядности представим в виде таблицы.

Таблица

Сравнение процессов в сферической кинематической паре и на Земле

Процессы в сферической кинематической паре	Процессы на Земле
Горизонтальные смещения гибкой сферы - изменения координат ее точек	Движение полюсов, изменение широты, замедление вращения
Радиальные смещения точек гибкой сферы при ее движении по геоиду, где $R \neq \text{const}$, а $R_{\text{экв.}} - R_{\text{поляр.}} = 2I$ км	Трансгрессии и регрессии моря, изменения стока рек, океанских течений
Раскатка шаром гибкой сферы - увеличение ее поверхности	Расширение Земли, разрастание дна океана
Уплотнение - нагартовка наружной поверхности шара	Слой Голицина в мезосфере

Трение в зоне фрикционного контакта звеньев	Приливное трение – замедление вращения Земли, тепловые процессы
Разрывы, складки, надвиги на гибкой сфере определенной направленности	Разломы, образование складок горообразование, ориентированные относительно оси вращения

Из шести приведенных в таблице процессов первые пять промоделированы автором. Кроме того, может быть создана модель, демонстрирующая одновременное изменение широты, рельефа, трансгрессий и регрессий моря, т.е. климатообразующих факторов и тем самым климата Земли, цикличности геологических процессов. Движение плит тоже может быть воспроизведено на аналогичной суммирующей модели.

Часть моделей защищена авторскими свидетельствами /17, 18/.

В итоге можно сделать вывод: система тел Земля – Луна – Солнце по своей структуре аналогична планетарной волновой передаче, где движение и деформации передаются и преобразуются циклическим возбуждением волн приливных деформаций в литосфере – волн земных приливов, а по функциям – механизмом движений и деформаций литосферы, механизмом циклических глобальных геологических процессов Земли.

Л и т е р а т у р а

1. Артоболевский И.И. Теория механизмов. М., Наука, 1967, 500 с. – 2. Баландин Р.К. Пульс земных стихий. М., Мысль, 1975, 206 с. – 3. Деменицкая Р.М. Кора и мантия Земли. М., Недра, 1975, 255 с. – 4. Изучение земных приливов. М., Наука, 1980, 248 с. – 5. Косыгин Ю.А. Основы тектоники. М., Недра, 1974, 215 с. – 6. Куликов К.А., Сидоренков Н.С. Планета Земля. М., Наука, 1977, 192 с. – 7. Левитский Н.И. и др. Сб.тр. ВЗПИ, № 60. Механические волновые передачи и механизмы, Вып. III, 1970, с.9–38. – 8. Личков Б.Л. Природные воды Земли и литосфера. Изд. АН СССР, М.–Л., 1960, 160 с. – 9. Личков Б.Л. Об энергетике Земли и причине тектонических явлений. Геологический сборник Львовского геологического общества, № I, 1954, с. 279–286. – 10. Максимов И.В. Геофизические

силы и воды океана. Л., Гидрометеоиздат, 1970, 447 с. — II. Мельхиор П. Земные приливы. М., Мир, 1968, 482 с. — I2. Одесский И.А. Волновые движения земной коры. Л., Недра, 1972, 208 с. — I3. Приливные деформации Земли. Сб. М., Наука, 1975, 200 с. — I4. Рубцов В.К., Волошин В.С. Сб. тр. ВЗПИ, № 54, Механические волновые передачи и механизмы. Вып. II, 1969, с. 23–70. — I5. Шульд С.С. Тектоника земной коры. Л., Недра, 1979, 272 с. — I6. Философские основания естествознания. М., МГУ, 1977, 343 с. — I7. Середин Б.П. Учебный прибор по географии. Авт. свид-во № 586487, МКЛ² G 09B 27/00. 3 с. — I8. Середин Б.П. Учебный прибор по географии. Авт. свид-во № 826407 МКЛ³ G 09 B27/00, 3 с. — I9. Сидоренко Н.С., Природа, № 4, 1982, с. 82–91. — 20. Хитаров Н.И., Войтов Г.И. Природа, № 3, 1982, с. 6–12. — 21. Периодические процессы в геологии. Л., Недра, 1976, 264 с.

Я.Е.Шаевич

ЦИКЛИЧНОСТЬ СУБАЭРАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Цикличность в развитии субэральных отложений является выражением самого общего закона природы — закона отрицания отрицания, который раскрывает сущность взаимодействия всех стадий в процессе эволюции от седиментации осадка до окончательного образования породы.

В ряду субэральных образований лессовые занимают особое положение не только из-за ряда специфических свойств (например, просадочных), но и благодаря хорошо выраженному циклическому строению толщ.

Изучение лессовых толщ связано с решением ряда задач. Задача первая, чисто описательная, заключается в объективном описании видимого чередования пород, их соотношения, характера границ, определения в поле вещественного состава, структуры, текстуры и других отличительных признаков. Большое внимание уделяется опробованию — отбору образцов и монолитов.

Вторая задача – стадийный анализ пород. На основе комплексного лабораторного изучения состава, строения, структурно-текстурных показателей и физико-механических свойств толща расчленяется на отдельные слои и их комплексы (циклессы), соответствующие одному циклу осадконакопления и формирования породных слоев. Вещающая каждый циклессы погребенная почва свидетельствует о перерывах в осадконакоплении.

Третья задача – фациальный анализ пород. Он заключается в восстановлении физико-географической обстановки, в которой происходило накопление осадков и формирование породы.

Опыт комплексного изучения лессовых пород юга Западной Сибири в связи с их цикличностью дает возможность сделать, по крайней мере два теоретических вывода.

Специфичность строения лессовых отложений и характер изменения по разрезу основных показателей состава, структуры, текстуры, физико-механических свойств и главного структурного признака – гранулометрического состава – свидетельствуют о том, что любой разрез лессовых отложений независимо от фациальных особенностей по последовательности породных слоев и их ассоциаций распадается на отдельные четкие циклокомплексы (циклессы), легко обнаруживаемые при графическом изображении гранулометрического состава. Это первый вывод. Многочисленными исследованиями доказано, что и другие структурно-текстурные признаки, вещественный и химический состав, физико-механические свойства закономерно изменяются как в пределах отдельных циклессов, так и в разрезах в целом. Границы этих изменений чаще всего совпадают с переломами и аномалиями на гранулометрических кривых. Это свидетельствует о тесной корреляционной связи всех признаков друг с другом и особенно с гранулометрическим составом. Выделяя отдельные циклессы по гранулометрическому составу, мы тем самым выделяем их и по другим признакам. Это второй вывод.

Учитывая, что лессовые породы чаще всего сильно агрегированы, подготовка к определению гранулометрического состава приобретает особо важную роль. Наиболее правильной подготовкой породы к гранулометрическому анализу является возможно полная дезагрегация и пептизация частиц (длительное и тщательное растирание образца в растворе пирогенфосфата натрия).

Предлагается изображение гранулометрического состава с помощью кривых накопления частицы (кумуляционных кривых). Этот метод с большой точностью отображает результаты гранулометрического ана-

лиза. Для получения кривой накопления используется система прямоугольных координат. На оси абсцисс откладывают диаметры частиц, а на оси ординат – процентное содержание частиц, диаметр которых меньше диаметра, взятого на оси абсцисс. По мере увеличения диаметра накапливается все большее количество частиц меньше данного размера, и в конечном результате наиболее крупному диаметру частиц в породе соответствует ордината кривой накопления – 100%. Для удобства вычерчивания и чтения графика на оси абсцисс часто откладывают логарифмы величин диаметра частиц.

Кривые накопления позволяют отчетливо показать характер переходов от одного типа осадков к другому: границы между отдельными циклессами резкие, скачкообразные, а внутри циклессов между слоями – плавные. Каждый циклесс венчается погребенными почвами. Характерный для них гранулометрический состав (резкое преобладание частиц с $d < 0,002$ мм) особенно четко (рельефно) находит отражение на кривых накопления. Несомненное диагностическое значение гранулометрического состава, анализ отдельных групп фракций (песчаных, пылеватых, глинистых) способствовали поиску интегрального цифрового критерия для выделения в разрезе отдельных циклессов.

Комплексное изучение лессовых отложений показало, что основными фракциями, влияющими на облик и свойства лессовых отложений, являются крупнопылеватые частицы ($d = 0,01-0,05$ мм) и глинистые частицы ($d < 0,005$ мм). В качестве так называемого коэффициента цикличности ($K_{Ц}$) нами принято процентное отношение частиц $d < 0,005$ мм к частицам $d = 0,01-0,05$ мм. Анализ более 600 значений $K_{Ц}$ по разным регионам показал корректность этого показателя по отношению к другим показателям состава, свойств, а также к стратиграфии лессовых отложений.

Отмечена очень устойчивая тенденция – по мере повышения содержания глинистых частиц $K_{Ц}$ увеличивается. По сравнению с вмещающими слоями погребенные почвы имеют коэффициент цикличности в 3–5 раз больше. Именно это позволяет легко фиксировать погребенные почвы и, как было сказано ранее, выделить циклессы. Гранулометрические особенности отдельных циклессов – это не случайное чередование литологических разновидностей с разной гранулометрией по крупности зерен, а совершенно закономерно построенные комплексы, отражающие взаимодействие участвующих при их образовании различных природных факторов.

Анализ цикличности лессовых образований вскрывает две стороны этого процесса: фиксацию цикличности в вертикальном разрезе и установление ее масштабов по латерали. Размеры вертикальных и горизонтальных проявлений цикличности тесно связаны между собой: чем крупнее циклессы и чем длительнее время их образования, тем большие площади они захватывают.

А.С.Тараканов

МНОГОМЕРНЫЙ КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ ЦИКЛИЧНОСТИ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Непосредственной причиной циклического строения параллельных угленосных формаций является многократная возвратно-поступательная миграция фациальных зон седиментации, субпараллельных береговой линии. Относительная стабильность внутризонных условий осадконакопления и закономерное размещение этих зон в пределах конкретных седиментационных обстановок генерируют главные черты формирующейся толщи: сходство слоев горных пород, образованных в однотипных фациальных зонах, и определенную последовательность напластования слоев в разрезе. Если принять гипотезу, что относительное изменение уровня осадконакопления, обуславливающее миграцию фациальных зон, вызывается главным образом тектоническими колебаниями субстрата в области седиментации, то основной циклогенный фактор можно обозначить как тектоно-фациальный.

Этот фактор обеспечивает некоторую часть суммарной дисперсии комплекса характеристик послонного разреза, имеющую закономерный циклический характер. Остальная часть дисперсии является следствием тесного переплетения многочисленных кон- и постседиментационных факторов, часто не поддающихся содержательной интерпретации. Все они накладывают свой отпечаток на характер рассеяния значений литологических параметров в разрезах и, тем самым, в той или иной степени скрывают проявление тектоно-фациального циклогенного фактора, соответственно ослабляя цикличность строения формации.

В такой постановке задача выявления и количественной оценки цикличности в разрезах может быть сведена к выделению и соответ-

ствующей оценке вклада тектоно-фациального фактора в наблюдаемую дисперсию характеристик разреза. В одномерном варианте (по одному из параметров) подобная задача может решаться, например, путем многократного сглаживания изученных значений параметра по разрезу $I/$ с целью разделения общей дисперсии на закономерную и случайную составляющие. Многомерный анализ требует привлечения специальных вычислительных процедур, наиболее удачными из которых нам представляются процедуры метода главных компонент $/7/$.

Метод главных компонент заключается в ряде преобразований корреляционной матрицы, позволяющих осуществлять переход от исходной признаковой системы координат к новой системе, оси которой (главные компоненты) в то же время являются линейными парагенезами исходных признаков. Интерпретация результатов этого метода основана на предположении генетической общности совместно изменяющихся параметров анализируемой системы. Компонентные оси совпадают с главными направлениями изменчивости данной системы объектов, которые, в свою очередь, сопоставляются с отдельными процессами, принявшими участие в формировании этой изменчивости.

Если представить разрез в виде последовательности элементов — слоев, то можно подобрать некоторый комплекс характеристик, принимающих от слоя к слою ограниченный ряд значений. Нами при анализе обычно используется комплекс из пяти специально метризованных признаков, которые включают гранулометрический состав породы в слое, тип и размер слойчатости, состав карбонатных конкреций и количество растительных остатков в породе. Принципы метризации характеристик и построения стандартной шкалы послойных описаний угленосных разрезов опубликованы в нескольких работах $/3, 4, 5, 6/$. В их основе лежит следующее. В качестве элементарной части разреза рассматривается слой, выделяемый только по изменению гранулометрического состава породы. Слои описываются строго определенным комплексом признаков, постоянным для всех изучаемых разрезов района. Каждый из признаков при описании слоя фиксируется только одним из своих возможных значений, обусловленным стандартной шкалой. Этим значениям соответствуют кодовые номера, представляющие собой последовательности простых чисел. Кодирование производится согласно определенной тенденции изменения признака с тем, чтобы разность кодовых значений служила однозначной мерой различия объектов.

Разработанная шкала послойных описаний и система метризации признаков позволили нормализовать распределение значений литоло-

гических характеристик и избежать появления между ними сложных нелинейных зависимостей при матричной форме записи разрезов. Использование в методе главных компонент матриц парной корреляции уравнивает дисперсии исходных переменных и, тем самым, не ограничивает число выделяемых градаций отдельных признаков.

Проведение компонентного анализа позволяет описать каждый из слов разреза в новой системе координат. Первая из них (первая главная компонента) совпадает с основным направлением изменчивости исходных характеристик и сопоставляется с главным циклогенным тектоно-фаціальным фактором. Образованная ею дисперсия системы рассматривается в качестве закономерной. Остаток дисперсии относится на счет случайных процессов и в дальнейшем анализе не участвует.

В паралических и субпаралических угленосных отложениях метод выявляет, как правило, очень весомую первую главную компоненту (50-80% общей дисперсии системы). В силу различий в знаках линейной связи между исходными характеристиками, разрезы, образованные в различных седиментационных обстановках, имеют различные признаковые структуры первых главных компонент, то есть знаки коэффициентов корреляции компоненты с исходными признаками (компонентных нагрузок) различны, что позволяет ориентировочно определять фаціальную принадлежность изучаемых отложений.

Веса первых главных компонент могут служить численной мерой циклической упорядоченности строения разрезов. Проекции объектов на ось первой главной компоненты, построенные в масштабе нормальных разрезов, во-первых, графически отображают ход изменчивости комплекса признаков, во-вторых, согласно принятой модели, отвечают как бы "очищенному" тектоно-фаціальному фактору циклогенеза и, наконец, сами являются последовательными значениями обычной переменной величины. Последнее позволяет производить с ними в дальнейшем любые вычислительные процедуры: например, подвергать спектральному разложению.

По графикам тектоно-фаціального фактора производится расчленение разрезов на циклиты I-го порядка. Так как при этом можно задаться некоторым объективным условием (проводить границы по локальным минимумам или максимумам графика в области отрицательных или положительных значений фактора), то циклостратиграфическое расчленение становится свободным от субъективизма в каждом конкретном случае. Однотипному расчленению можно подвергать неограничен-

ное количество стандартно описанных послонных разрезов площади, района, месторождения. Это значительно улучшает возможности корреляции разрезов.

Циклиты I-го порядка могут быть описаны своим комплексом стандартных характеристик и вновь факторизованы. По графикам значений первой главной компоненты можно объективно выделять в разрезе циклиты II-го порядка и т.д.

Возможности разработанной методики при решении практических задач угольной геологии рассмотрены в ряде публикаций: в цикло-стратиграфии /2/, в прогнозе угленосности /4, 5, 6/. Поэтому здесь нет необходимости подробно останавливаться на них. Отметим лишь то, что сама идея стандартного описания разрезов комплексом переменных с последующим сведением их в форму прямоугольных цифровых матриц, даже без последующей факторизации, представляется перспективной в целях сбора, хранения и обработки массовой геологической информации о слоистых толщах, поступающей от большого числа исследователей. На этой основе могут быть созданы банки данных, пригодных для автоматизированной обработки, по угольным бассейнам и целым регионам страны. В настоящее время такая работа начата в Отделе геологии угля ВСЕГЕИ.

Л и т е р а т у р а

1. Вистелкус А.Б., Романова М.А. Красноцветные отложения полуострова Челекен. Изд-во АН СССР, М.-Л., 1962, 226 с. - 2. Иванов Н.В., Тараканов А.С. Геол. и геофиз., 1978, № 2, с.61-70. - 3. Иванов Н.В., Тараканов А.С. В кн.: Современные геологические и геофизические методы поисков и разведки месторождений твердых горючих ископаемых. Л., 1979, с.32-37. - 4. Македон И.Д., Романовский С.И., Тараканов А.С. Изв. АН СССР, сер. геол., 1976, № 9, с.78-87. - 5. Македон И.Д., Романовский С.И., Тараканов А.С. Сов. геол., 1981, № 2, с.23-29. - 6. Тараканов А.С. В кн.: Цикличность отложений нефтегазоносных и угленосных бассейнов. М., Наука, 1977, с.106-111. - 7. Харман Г. Современный факторный анализ. М., Статистика, 1973, 473 с.

ГРАФО-АНАЛИТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРИ ОЦЕНКЕ ЛАТЕРАЛЬНОГО
ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВА И МОЩНОСТИ УГЛЕНОСНЫХ ЦИКЛОТЕМ
(НА ПРИМЕРЕ УГОЛЬНЫХ ПЛАСТОВ)

Пласт угля является элементом циклотем угленосных формаций. Геолога интересует как закономерность распределения таких циклотем и их элементарных единиц в разрезе угольной формации, так и закономерности их латерального изменения.

Для решения последней задачи часто прибегают к построениям карт изолиний равных значений интересующего нас признака. Так, например, строятся планы изомощностей угольного пласта, изосодержаний зольности, серы и т.п. Основное требование к таким планам — объективно отразить природные закономерности латерального размещения показателей угольных пластов. Степень объективности зависит от надежности теоретических представлений о геологических условиях формирования и локализации пластов, системы наблюдений (формы и плотности сети наблюдений) и точности определения признаков в точках наблюдения. В этих условиях выбор оптимального интервала между изолиниями равных значений признака является весьма ответственной операцией. Если интервал (сечение) слишком мал, то построенные планы, наряду с природными закономерностями, могут отразить и случайные (ложные), и при большом интервале мы рискуем пропустить некоторые локальные природные закономерности.

Опыт разведки и эксплуатации угольных месторождений позволил наметить общие рекомендации в отношении последовательности изолиний /1/. Рекомендуется проводить изолинии пластовой зольности: < 8; 25; 30; 35; 40; 45%. Для высокосернистых энергетических углей изосодержания серы общей: 1,5; 2,5; 3,0; 4,0; 5,0%, а для углей, используемых для коксования: 1,5; 2,5; 3,5%. Цель наших исследований заключалась в проверке надежности таких рекомендаций.

В основу исследований легло представление о том, что при выборе оптимальных интервалов между изолиниями равных значений признака необходимо учитывать уровень случайных погрешностей определения свойств угольного пласта в точках наблюдения. Такие погрешности зависят от многих факторов. Например, точность замера мощности пласта по данным бурения зависит от выхода керна, сложности строения пласта, вида и режима бурения. Погрешности оценки зольно-

сти, содержания серы и т.п. определяются способами отбора, обработки и анализа проб.

Для выявления и количественной оценки систематических и случайных погрешностей организуются специальные экспериментальные исследования путем сопоставления: "горные работы - бурение", "бурение - геофизика". Результаты таких сопоставлений после их соответствующей статистической обработки позволяют количественно оценить случайные погрешности и на основании этого вычислить минимально возможный интервал между изолиниями равных значений признака.

Обычно для определения систематических и случайных погрешностей используются математические модели, основанные на классической теории ошибок измерений.

Систематическая погрешность вычисляется по формуле:

$$\Delta_c = \frac{1}{q} \sum (x - y) = \bar{x} - \bar{y}, \quad (1)$$

где x - результат контролируемого метода измерения; y - результат точного (прецизионного) измерения; q - число парных сопоставлений x и y . При условии отсутствия между x и y систематических смещений случайные погрешности оцениваются через среднее абсолютное отклонение ($\bar{\Delta}$):

$$\bar{\Delta} = \frac{1}{q} \sum |x - y| \quad (2)$$

или через среднее квадратическое отклонение (s):

$$s = \sqrt{\frac{\sum (x - y)^2}{q}}, \quad (3)$$

При равноточных изменениях x и y среднее квадратическое отклонение определится из выражения:

$$s = \sqrt{\frac{\sum (x - y)^2}{2q}}, \quad (4)$$

а среднее абсолютное отклонение

$$\bar{\Delta} = \frac{1}{\sqrt{2q}} \sum |x - y| \quad (5)$$

Предельная абсолютная погрешность единичного измерения с доверительной вероятностью 95% может быть вычислена по формуле

$$M_a = 2 \cdot s$$

Поскольку абсолютная погрешность - величина постоянная, следовательно и интервалы между изолиниями равных значений рассматриваемого свойства должны быть равновеликими, соответствующими значению предельной абсолютной погрешности.

Как показал опыт многочисленных экспериментов по выявлению и оценке случайных погрешностей замеров различных геологических свойств угольных пластов в пунктах наблюдения, эти погрешности часто зависят от уровня оцениваемых параметров. Например, в геологических отчетах нередко отмечается, что с увеличением мощности угольных пластов растут колебания средних абсолютных погрешностей их измерения при бурении и каротаже скважин. При мощности угольных пластов 0,5–1,0 м средняя абсолютная погрешность колеблется от 5 до 10 см, а при мощности более 1,0 м она достигает 16 см /2/. Таблицы допустимых абсолютных погрешностей (I) оценки зольности, содержания серы, фосфора и других химических элементов свидетельствуют о том, что с ростом уровня содержаний допустимые погрешности так же увеличиваются. Наконец, наличие такой закономерности отражено во временных требованиях угольной промышленности к геологоразведочным работам, согласно которым погрешности замеров мощности в точке наблюдения не должны превышать 5 см для маломощных пластов (0,55–0,70 м) и 10% для пластов с мощностью > 0,7 м. Допустимые погрешности оценки зольности не более 5% в сторону ее завышения, а содержания серы +1%.

На основании выявленной закономерности приходим к выводу, что классические математические модели оценки случайных погрешностей оказываются малоэффективными в этих условиях, так как они не учитывают зависимость погрешностей от уровня замеряемых параметров. Осуществить более корректную математическую обработку экспериментальных данных оказалось возможным с помощью методики, разработанной автором /3/ и основанной на гипотезе о трехпараметрическом логнормальном законе распределения погрешностей. Согласно этой методике абсолютные (M_a) и относительные (M_o) погрешности вычисляются по формулам:

$$M_{aj} = (\bar{x}_j + c)(10^{ts} - 1), \quad (7)$$

$$M_{oj} = 100 \cdot M_{aj} / \bar{x}_j, \quad (8)$$

где \bar{x}_j – уровень замеряемого свойства, c – постоянная величина, t – коэффициент вероятности, s – среднее квадратическое отклонение.

Если y – точное (прецизионное) определение признака, то

$$s = \left[\frac{1}{q} \sum (1g(x+c) - 1g(y+c))^2 \right]^{1/2}.$$

При равноточных измерениях x и y

$$s = \left[\frac{1}{2q} \sum (\lg(x+c) - \lg(y+c))^2 \right]^{\frac{1}{2}}$$

Оптимальная последовательность между изолиниями равных значений признака может быть определена из выражения:

$$x_{i+1} \geq (x_i + c) \cdot 10^{2,8 \cdot s} - c, \quad (9)$$

где x_{i+1} и x_i — значения признаков двух смежных изолиний

$$(x_{i+1} > x_i).$$

Фактическими материалами экспериментальных исследований послужили сопоставления "бурение — горные работы", "бурение — геофизика" полей шахт Ждановская-Капитальная, Суходольская-Восточная, Ольховацкая.

Погрешности замера мощности угольных пластов при бурении и каротаже скважин

При сопоставлениях "горные работы — бурение" сравнивались мощности, оцениваемые при бурении скважин (x) с ее замерами в горных выработках (y), расстояние которых от ствола буровых скважин не превышало 15–20 м. При сопоставлении "бурение — геофизика" сравнивались сопряженные замеры мощности при бурении и каротаже скважин. В таблице нашли отражение результаты математической обработки таких сопоставлений. Абсолютные и относительные погрешности вычислены при заданной вероятности 0,7. Здесь же приводятся ряды последовательности смежных изомощностей, которые следует учитывать при построении соответствующих планов, отражающих закономерности латерального распределения мощности. Согласно данным таблицы, случайные погрешности замера мощности угольных пластов при бурении и каротаже скважин не выходят за рамки допустимых, а усредненный последовательный ряд смежных изомощностей выглядит следующим образом: 0,60; 0,75; 0,95; 1,20; 1,50 м. Таким образом, интервалы между изолиниями не равновелики, что объясняется зависимостью случайных погрешностей от уровня замеряемой мощности.

Погрешности замера зольности угольных пластов

Для определения точности замера зольности угольных пластов по данным разведочного бурения анализировались сопоставления результатов опробования горных выработок (ОТК) и сопряженных с ними буровых скважин (таблица). Оказалось, что при зольности 40% и более случайные погрешности ее определения выходят за рамки допусти-

Таблица

Погрешности оценки основных параметров угольных пластов в точках наблюдений

Поле шахты	Вид сопоставления	Число пар сопоставления	С	в	Уровень измеряемых параметров							
					0,5 м		1,0 м		1,5 м			
Мощность угольных пластов					М _а	М _о %	М _а	М _о %	М _а	М _о %		
Ждановская - Капитальная	Горные работы-бурение	29	2,0	0,009	0,05	10,0	0,06	6,2	0,07	4,8		
Ждановская - Капитальная	Бурение - геофизика	44	0	0,035	0,04	8,0	0,08	8,0	0,12	8,0		
Суходольская-Восточная	Бурение - геофизика	37	0,15	0,031	0,03	5,2	0,06	6,0				
Ольховатная	Бурение - геофизика	52	0	0,033	0,04	8,0	0,08	8,0				
Зольность угольных пластов					5%		10%		20%		40%	
					М _а	М _о %	М _а	М _о %	М _а	М _о %	М _а	М _о %
Ждановская - Капитальная	Горные работы-бурение	20	11,0	0,063	2,5	50	3,3	33	4,9	24	8,0	20
Содержание серы					1%		3%		5%		7%	
					М _а	М _о %	М _а	М _о %	М _а	М _о %	М _а	М _о %
Ждановская - Капитальная	Горные работы-бурение	34	0,44	0,09	0,33	33	0,79	26	1,25	25	1,71	24

мых (5%), а последовательность ряда изолиний зольности выглядит следующим образом: 8; 20; 35%.

Погрешности оценки содержания серы

В таблице отражены также результаты математической обработки данных сопоставления "горные работы (ОТК) - бурение", позволяющие судить о случайных погрешностях оценки содержания серы в пунктах наблюдения. Начиная с уровня содержания серы 5% и более, погрешности ее определения превышают допустимую (1%). Последовательный ряд изосодержаний серы выглядит следующим образом: 1,5; 3,0; 5,5; 10,0%.

Таким образом, часто наблюдается зависимость случайных погрешностей замеров основных геологических параметров угольных пластов от уровня измеряемых свойств. В этих условиях интервалы между изолиниями равных значений этих свойств также зависят от уровня исследуемых параметров.

Л и т е р а т у р а

1. Клер В.Р. Обработка материалов разведки месторождений угля. Недр, 1980, 171 с. - 2. Методика разведки угольных месторождений Донецкого бассейна. Недр, 1972, 304 с. - 3. Усиков Ю.Т. Случайные ошибки анализов проб и их математическая оценка. Изд. ВИЭС, экспресс информ., вып.10, 1980, с.1-11.

А.А.Садоян, Н.Б.Сарафян

НЕКОТОРЫЕ МАТЕМАТИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЦИКЛИЧНОСТИ ФЛИШЕВОЙ ФОРМАЦИИ ВЕРХНЕГО МЕЛА-ПАЛЕОГЕНА АРМЯНСКОЙ ССР

В разрезах верхнего мела-палеогена Армянской ССР в сопредельных районах выделяется флишевая формация (мощностью около 4200 м) и четыре субформации: карбонатная, часто мелкоцикличная (верхний эоцен); терригенно-карбонатная, часто грубоцикличная (даний-нижний эоцен); туфогенная, флишеидная (средний эоцен); карбонатно-терригенная, мелко-крупноцикличная (верхи среднего эоцена - низы верхнего эоцена). Флишевые отложения указанных субформаций образова-

лись преимущественно в умеренно-глубоководном морском бассейне, куда они были снесены мутьевыми потоками разного состава и интенсивности.

Нами были детально изучены флишевые образования датского яруса - верхнего эоцена Армянской ССР и Нахичеванской АССР с максимальной мощностью 3800 м.

В каждой из исследованных субформаций палеогена выделены циклотемы (синонимы - циклиты) разных типов, для мощностей подсчитаны их среднеарифметические значения, стандартные отклонения, дисперсии, асимметрии.

Составленные таблицы мощностей каждой лито-стратиграфической единицы позволили построить распределение мощностей для каждого состояния (типа пород). Использовались матрицы переходных вероятностей для выбора типа породы и циклотема, а также использовалось распределение мощностей для выбора соответствующих значений каждого состояния. Оценка переходных вероятностей в литостратиграфических последовательностях получена путем расчета переходов снизу вверх.

Общее количество анализированных слоев равно 620. Они принадлежат 4 разрезам вулканогенно-осадочной (туфогенной) субформации среднего эоцена и одному разрезу терригенно-карбонатной субформации.

Вулканогенно-осадочная флишеидная субформация представлена следующими типами пород (состояний): А - туфогравелиты; В - туфопесчаники крупнозернистые; С - туфопесчаники мелкозернистые; Д - туфоалевролиты крупнозернистые; Е - туфоалевролиты мелкозернистые; F - туфоаргиллиты.

Терригенно-карбонатная флишевая субформация сложена следующими типами пород (состояний): А - гравелиты известковые, известняки гравитные; В - крупнозернистые известковые песчаники, известняки песчаные; С - мелкозернистые известковые песчаники, известняки песчаные; Д - мелкозернистые известковые алевролиты и известняки алевролитовые; Е - мелкозернистые известковые алевролиты и известняки алевролитовые; F - мергели, глины.

При моделировании стратиграфических разрезов для выбора типа пород (или состояний) в работе использовались матрицы переходных вероятностей - P_{ij} . Вычисления P_{ij} основаны на подсчете частот r_{ij} встречаемости пород в стратиграфической последовательности. В результате этих вычислений получены следующие матрицы.

$$r_{ij}^I = \begin{bmatrix} 0 & 8 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 26 & 3 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 3 & 34 \\ I & 4 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 19 & 19 & 0 & 0 \end{bmatrix} \quad P_{ij}^I = \begin{matrix} B & C & D & E & F \\ \begin{bmatrix} 0 & I & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0,92 & 0,08 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0,08 & 0,92 \\ 0,2 & 0,8 & 0 & 0 & 0 \\ 0,18 & 0,41 & 0,41 & 0 & 0 \end{bmatrix} \end{matrix}$$

$C \rightarrow D \rightarrow F$

$$r_{ij}^2 = \begin{bmatrix} 0 & 12 & 0 & 0 \\ 2 & 0 & 18 & 0 \\ 0 & I & I & 46 \\ 8 & 9 & 27 & 0 \end{bmatrix} \quad P_{ij}^2 = \begin{bmatrix} 0 & I & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0,9 & 0 \\ 0 & 0,02 & 0,02 & 0,96 \\ 0,18 & 0,32 & 0,6 & 0 \end{bmatrix}$$

$C \rightarrow D(B) \rightarrow F$

$$r_{ij}^3 = \begin{bmatrix} 0 & 6 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 18 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 22 \\ 6 & II & 5 & 3 \end{bmatrix} \quad P_{ij}^3 = \begin{bmatrix} 0 & I & 0 & 0 \\ 0 & 0 & I & 0 \\ 0 & 0 & 0 & I \\ 0,24 & 0,44 & 0,20 & 0,12 \end{bmatrix}$$

$B > C \rightarrow D$

$$r_{ij}^4 = \begin{bmatrix} 0 & 2I & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 35 & I & 0 \\ 4 & 4 & 0 & 29 & I \\ 0 & 4 & 0 & 0 & 38 \\ 16 & 7 & 3 & 12 & 0 \end{bmatrix} \quad P_{ij}^4 = \begin{bmatrix} 0 & I & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0,99 & 0,01 & 0 \\ 0,11 & 0,11 & 0 & 0,73 & 0,05 \\ 0 & 0,1 & 0 & 0 & 0,9 \\ 0,43 & 0,17 & 0,08 & 0,39 & 0 \end{bmatrix}$$

$A \rightarrow B \rightarrow C \rightarrow D(B) \rightarrow F$

$$r_{ij}^5 = \begin{bmatrix} 0 & 2 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 5 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 14 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & I & 0 & 0 & I & 16 & 3 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 6 & 0 \\ I & I & 9 & 5 & I & 0 & 5 \\ I & 2 & 0 & I & 4 & 0 & 0 \end{bmatrix}$$

$$P_{ij}^5 = \begin{bmatrix} 0 & I & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & I & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & I & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0,05 & 0 & 0 & 0,05 & 0,75 & 0,15 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & I & 0 \\ 0,05 & 0,05 & 0,42 & 0,22 & 0,05 & 0 & 0,22 \\ 0,12 & 0,25 & 0 & 0,12 & 0,51 & 0 & 0 \end{bmatrix}$$

$C \rightarrow D \rightarrow F$

Из приведенных матриц переходов видно, что в последовательностях циклотемов (состояний) устойчивыми являются чередования типа $C \rightarrow D \rightarrow F$ независимо от возраста пород и источников их питания. Например, в вулканогенно-осадочной флишеидной субформации среднего эоцена это чередования типа туфопесчаник крупно- и мелкозернистый, туфоалевролит-туфоаргиллит, а в терригенно-карбонатной субформации дания-нижнего эоцена - известковый песчаник (или известняк псаммитовый) → известковых алевролит (или известняк алевролитовый) → мергель глинистый.

Постоянство порядка чередования пород в исследованных разрезах свидетельствует о неизменности хода, процесса флишеобразования (в основных чертах) в течение палеогенового времени на территории Малого Кавказа. Этого, однако, нельзя утверждать относительно темпов эволюции, поскольку необходимая для этого информация (например, скорость напластования) рассматриваемых литологических разрезов в данном этапе нами еще не учтена. Проверка регулярности (финальности, предельности) матрицы переходных вероятностей (т.е. определение шага, после которого вероятности перехода из любого состояния становятся независимыми от исходного состояния) не производилась. Однако, как показывают приведенные расчеты для первого разреза при шаге $n = 4$ получается

$$P_I^4 = \begin{pmatrix} 0,1800 & 0,4160 & 0,3960 & 0,0080 & 0 \\ 0,1180 & 0,0823 & 0,3426 & 0,0964 & 0,3600 \\ 0,1020 & 0,4040 & 0,4204 & 0,0974 & 0,0160 \\ 0,1380 & 0,4480 & 0,0580 & 0,0944 & 0,2620 \\ 0,0830 & 0,2792 & 0,3452 & 0,0598 & 0,2330 \end{pmatrix}$$

т.е. вероятности переходов сглаживаются очень медленно, что свидетельствует о консервативности внешних условий, в которых формировались осадки. Анализ корреляционных соотношений слоев - K_{ij} этого же разреза, приведенный ниже, не позволяет установить закономерность коррелируемости чередований изучаемых слоев.

$$K_{ij} = \begin{pmatrix} I & 0,17 & -0,45 & -0,38 & 0 & -0,34 \\ 0,17 & I & 0,24 & 0,06 & 0,01 & 0,11 \\ -0,45 & 0,24 & I & 0,05 & -0,08 & 0,13 \\ -0,38 & 0,06 & 0,05 & I & -0,16 & -0,06 \\ 0 & 0,01 & -0,08 & -0,16 & I & -0,03 \\ -0,34 & 0,11 & 0,13 & -0,06 & -0,03 & I \end{pmatrix}$$

Для того, чтобы геологический материал интерпретировался содержательно, следует учитывать или выявить стационарность, зависимость от длины шагов и другие особенности или характеристики рассматриваемых литологических последовательностей.

В.П.Алексеев, Н.Г. Коростелева

МОДЕЛИРОВАНИЕ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ (ЦИКЛИЧНОСТИ) НА ПРИМЕРЕ ЮЖНО-ЯКУТСКИХ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В основу изучения отложений юго-восточной части Алдано-Чульманского района Южно-Якутского каменноугольного бассейна положен литолого-фациальный анализ /2, 3/ с изучением цикличности и условий формирования отдельных частей формации. На стадии полевых исследований выделялись осадки 10 фаций, выраженные в 25 литогенетических (генетических) типах. Впоследствии их характеристика уточнялась и дополнялась изучением вещественного состава. Комплексы закономерно сменяющих друг друга генетических разностей образуют литоциклы, или циклиты по С.Л.Афанасьеву (1976), Ю.Н.Кародину и др. За границу между ними принимается изменение направленности смены фаций - от трансгрессивной ветви развития к регрессивной. Эта граница для угленосных формаций краевых и внутренних прогибов зачастую подчеркивается тектоническим "скачком", что, как правило, приводит к формированию в нижних частях литоциклов мощных песчаных аллювиально-дельтовых пачек.

Авторы поддерживают исследователей, признающих большое значение аппарата марковских процессов для характеристики стохастических геологических моделей /1, 4/, и, в первую очередь, для изучения процессов седиментации. Нами при этом изучается чередование генетических разностей - установленных литогенетических (генетических) типов и фаций, характеризующихся комплексом диагностических признаков. Проведенные исследования дали следующие результаты.

I. Определение соответствия изучаемых процессов марковскому - то есть, оказывает ли предшествующее состояние влияние на последу-

щее - производилось путем вычисления марковского критерия (K_M), сопоставляемого с его критическим значением /4/. Установлено, что все изученные интервалы стратиграфического разреза Алдано-Чульманского района характеризуются наличием эффекта памяти, то есть удовлетворяют требованиям, предъявляемым марковским цепям I-го порядка. Максимальными значениями K_M обладают отложения кабактинской свиты (600 м), по геологическим данным характеризующиеся наибольшей стабильностью условий седиментации. Минимальными значениями K_M характеризуются 100 - 200-метровые интервалы, венчаемые мощными угольными пластами (Мощный Нерюнгринского и K_4 Денисовского месторождений). Это позволяет считать, что значения K_M можно использовать для оценки степени стабильности и направленности стабилизации тектонического режима.

2. Переходы между генетическими разностями представлены в матричной форме: для различных горизонтов составлено 15 матриц перехода различных фаций, объединяющих данные по 10 тысяч слоев. Число строк в них равно числу столбцов и обусловлено количеством анализируемых состояний. Путем деления числа переходов на сумму по строке получены матрицы вероятностей перехода. Их главным достоинством является количественная характеристика парагенетических связей между осадками, что, в свою очередь, может являться основой для выводов генетического и практического характера. Так, для верхней части стратиграфического разреза южно-якутской угленосной формации (нерюнгринская свита) характерен парагенез угольных пластов с аллювиальными осадками русел и пойм, а для нижней и средней (беркакитская, кабактинская и верхняя часть дурайской свит) - с отложениями заливов и малоподвижного бассейнового мелководья, в меньшей части - подводной части дельты. Это хорошо иллюстрирует геологические данные об ухудшении выдержанности и усложнении морфологии угольных пластов южно-якутской угленосной формации снизу вверх по ее разрезу.

3. С помощью матриц вероятностей перехода построены схемы развития осадочного процесса /5/. За точку отсчета приняты широко развитые подводнодельтовые осадки, накопление мощных пачек которых, как указано выше, свидетельствует о наиболее резких изменениях в тектоническом режиме развития территории. Последовательно прослеживается переход этих отложений в осадки других фаций - при этом выбираются наибольшие вероятности перехода. Подобные операции продолжаются до тех пор, пока система не "замкнется" - то есть вернется к исходному состоянию.

В результате выполненных построений отчетливо устанавливается закономерное чередование фаций, отвечающее идеализированным моделям циклитов - закономерно повторяющих друг друга частей разреза. Они в общем сходны для отложений дурайской, кабактинской и беркакитской свит, представляя чередование подводнодельтовых - мелководнобассейновых - заливовых - болотных - заливовых - мелководнобассейновых отложений. Существенно отличны процессы седиментации в верхней части разреза (нерюнгринская свита), где переходы фаций характеризуют регрессивные аллювиальные циклиты, состоящие из комплекса русловых - пойменно-озерных - болотных осадков. Эти чередования сопоставимы с установленными эмпирически литоциклами II порядка, являющимися основными корреляционными единицами "немых" южно-якутских отложений.

4. По нашей просьбе сотрудником Челябинского политехнического института В.А.Хабиным реализована программа получения искусственных последовательностей /4/, заключающаяся в генерировании состояний в момент времени T на основании выборки псевдослучайных чисел от $0,0$ до $1,0$. С ними сравнивается строка кумулятивной матрицы времени $T-I$; сравнение продолжается до тех пор, пока число не станет равным или превысит ближайшее число строки. Для вывода на печать задано ограничение: фациальный состав искусственного разреза должен отличаться от исходных данных не более чем на $\pm 10\%$.

На искусственных разрезах кабактинской и верхней части дурайской свит эмпирически устанавливается цикличность, хорошо сопоставляющаяся с наблюдаемой в фактических разрезах. На наш взгляд, это является подтверждением объективности наличия циклитов в изученной толще. Для верхней части разреза южно-якутской угленосной формации (нерюнгринская свита) наличие в искусственных разрезах "мощных углепроявлений" и их тесная связь с аллювиальными осадками подтверждает приуроченность мощного торфонакопления к относительно повышенным участкам рельефа.

Изложенное дает основание утверждать, что примененные методы обработки исходной информации дают существенный дополнительный материал литолого-фациальному и формационному анализам угленосных отложений. Особенно важно подчеркнуть, что в качестве исходных данных целесообразно применять генетические разности - литогенетические (генетические) типы и фации, представляющие собой объект тщательного изучения. Математическая обработка первичных данных с помощью аппарата марковских процессов поднимает наши обобщения на но-

вую степень, позволяет проводить генетические построения на более высоком уровне познания.

Л и т е р а т у р а

1. Вистелдус А.Б. Основы математической геологии. Л., Наука, 1980, 389 с. - 2. Жемчужников Ю.А., Яблоков В.С., Ботвинкина Л.И., Боголюбова Л.И., Феофилова А.П., Ритенберг М.И., Тимофеев П.П., Тимофеева З.В. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна. Тр. ГИН АН СССР, вып.15, ч.1, 1959, 331 с., ч.2, 1960, 346 с., М. - 3. Тимофеев П.П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. Тр. ГИН АН СССР, вып.198, М., Наука, 1970, 204 с. - 4. Харбух Дж., Бонэм-Картер Г. Моделирование на ЭЕМ в геологии. М., Мир, 1974, 246 с. - 5. Naylor M.A., Woodcock N.H. Bull. geol. Soc. Am., 1977, 88, N 10, p.1488-1492.

А.С.Смирнова

УРОВНИ ОРГАНИЗАЦИИ ВЕЩЕСТВА

Известно, что однозначное определение основных понятий науки является обязательным условием использования математики и формальных методов доказательств. В геологии к их числу относятся понятия, входящие в иерархический ряд уровней организации вещества.

Вопрос об уровнях организации вещества неоднократно обсуждался в литературе. В монографиях /3 и 4/ имеется сводка этих работ. Многими исследователями понятие "уровни организации вещества" (УОВ) считается одним из теоретических достижений геологии, во всяком случае оно широко используется в различных классификационных построениях. В то же время отношение к этому понятию и основанные на его применении выводы и построения не совпадают. Это заставляет снова обратить внимание на уточнение эвристической ценности данного понятия.

Наряду с термином "УОВ" употребляются также сходные термины "уровни организации материи", "уровни организации геологических тел", "уровни структуры", просто "уровни организации" и др. При

этом сами уровни изображаются по-разному. Фактически под УОВ иногда понимают чуть ли не любую иерархию. Бесспорно, существует не один иерархический ряд, включающий геологические понятия, но, очевидно, только один из них следует называть рядом УОВ. Именно это понятие будет рассмотрено ниже. Такой выбор связан с тем, что термин УОВ встречается чаще, чем другие, и с тем, что основу всех иерархий в геологии, понимаемых как УОВ, составляет вещество, и именно к нему добавляются другие понятия, не имеющие, по нашему мнению, отношения к категории вещества. Что же касается других терминов, то здесь можно заметить следующее. По-видимому, семантически неточно говорить "уровни организации" без уточнения чего именно. "Уровни организации материи" слишком абстрактно, философски. В геологии материя имеет вполне определенные виды. Остальные термины, очевидно, применимы для других иерархических рядов. Таким образом, представляется существенным разграничение действительных уровней организации вещества от всех сходных с ним понятий.

Не случайно в иерархическом ряду УОВ можно однозначно называть компоненты (уровни), которые включаются в него почти всеми исследователями. К ним относятся Э (элементы), М (минералы), ГП (горные породы), ГФ (геологические формации). В дальнейшем мы будем доказывать, что эти и только эти понятия следует помещать в ряд УОВ. В ряду УОВ после ГФ чаще всего указывают "оболочки Земли" и "планету" в целом. А между ГФ и оболочками ряд изображается самым различным способом. Вот примеры:

А.С.Поваренных /7/: М-ГП и тела полезных ископаемых (ПИ) - формации ГП и месторождения ПИ - Земля с ее оболочками.

О.А.Вотах /1/: атомы - молекулы - М - П - наборы П - геоформации - формационные комплексы - тектонические комплексы - слои земной коры - геоструктуры - геосферы - глобальные зоны - сегменты планеты - планеты.

Г.Ф.Крашенинников /5/: Э - М - П - слой - пачка (цикл) - формация - структурный комплекс - стратифера - литосфера.

Эти три примера показывают, что в ряд УОВ включаются совершенно различные категории понятий. В общей сложности с учетом рядов, предложенных и другими авторами, в качестве УОВ выступают: дискретные формы организации вещества (Э, М, ГП, ГФ), некоторые формы залегания горных пород (слои), стратиграфические подразделения (пачки), структурные части Земли (комплексы, обо-

лочки), объекты металлогенического районирования (месторождения ПИ), территориальные единицы (географические провинции) и др.

Такой подход к понятию УОВ вряд ли может принести пользу и быть конструктивным. По-видимому, необходимо уточнить определенные понятия УОВ и выяснить, что понимается в геологии под веществом.

Из определений, имеющих в литературе /3, 5, 6/, можно заключить, что под УОВ чаще всего понимается иерархия геологических тел. Но никто из исследователей не уточняет, по какому признаку выделены геологические тела, и это дает возможность включать в УОВ практически все, с чем имеет дело геология. Поэтому нужны критерии, отличающие УОВ от других понятий, так как авторы не замечают неоднородности ряда, на что указано также В.М. Цейслером /10/, и подменяют иерархию вещественных понятий иерархией геологических тел.

Что же следует понимать под веществом в геологии на самом деле? По-видимому, это то, из чего сложены все геологические объекты с точки зрения их химического состава, который описывается в геологии разными понятиями. Здесь важно различать не сами объекты, а то, из чего они состоят, т.е. свойство этих объектов иметь определенный вещественный состав. Мы можем говорить, что они состоят из тех или иных элементов, минералов, горных пород и, наверное, из геологических формаций. Это зависит от двух обстоятельств: от величины геологических объектов и от выбранного уровня детальности рассмотрения их вещественного состава. Только для крупных объектов можно давать описание на уровне геологических формаций, и именно с этой целью очень важно уметь правильно выделять ГФ. Конечно, М, ПП, ГФ можно рассматривать и как геологические тела, но телами, по существу, являются не минерал сам по себе, а определенное выделение минерала (кристалл, зерно, конкреция и др.), не ПП сама по себе, а тело горной породы — слой, линза, шток, лополит и т.д. Если мы включает в какую-либо иерархию понятий "слой", то на том же уровне должны подразумеваться и другие формы залегания ПП. Как правило, описание определенных геологических тел дается на определенном уровне детальности вещественного состава, но далеко не всегда. Особенностью геологии является то, что для некоторых задач имеет смысл описывать крупные объекты на более детальном уровне, чем это можно было бы сделать. Например, изучение геологического пространства на эле-

ментном уровне позволяет выделить и оконтурить ореолы рассеяния и месторождения полезных ископаемых.

В связи с изложенным, под веществом в геологии целесообразно понимать не вообще геологическую материю, а ее качественную характеристику, одно из свойств, так или иначе связанного с химизмом. Под УОВ можно понимать, соответственно, свойство геологической материи образовывать качественно дискретные вещественные формы (уровни), которые могут быть представлены в виде ряда, начинающегося с элементов (атомов, ионов) как самой малой формы геологического вещества с последовательным усложнением от уровня к уровню, построенного таким образом, что каждый член некоторого определенного уровня закономерно или упорядоченно сложен из компонентов предыдущего уровня.

Таким образом, понятие УОВ нельзя связывать ни с иерархией геологических объектов, ни с расчленением пространства, ни с операцией выделения различных таксономических уровней в пределах некоторой категории — это все другие понятия. В отличие от геологических тел, вещество в своем определении рассматривается вне границ, объемов и времени. В соответствии с указанным определением "слой", "пачка", "геологический регион", "месторождения ПИ", "оболочки Земли" и "планета" не являются членами ряда УОВ. Это различные уровни других иерархий, построенных не по признаку вещества.

Вышесказанное можно аргументировать иначе, более наглядно.

а. В ряду УОВ каждый последующий член ряда состоит из компонентов предыдущего ряда: все М состоят из элементов, все ПП — из минералов, все ГФ — из горных пород. При переходе от ГФ, равно как и от комплексов ГФ, к оболочкам этот принцип нарушается, так как только одна из оболочек — земная кора — сложена из ГФ. Оболочки Земли — понятие из другой категории объектов, выделенных по физическим свойствам и границам.

б. Иерархия ряда УОВ — это абстрактная схема или общая формула, в которую нужно подставить конкретные значения. Так, подставив на уровне ГФ конкретную гранитоидную формацию, на нижестоящем уровне ПП можно без получения дополнительной информации указать, какие ПП сюда входят, с уровня ПП можно перейти на уровень М и далее элементов и указать примерное соотношение всех компонентов каждого уровня. Практический и теоретический смысл описания геологических объектов на разных уровнях состоит в том, чтобы, описав какой-либо объект на некотором обобщенном уровне, потерять при этом минимум информации и при необходимости развернуть скрытую информацию. Под-

ставление в обобщенную формулу УОВ понятий, не относящихся к этой категории, в этом случае окажется просто невозможным. В принципе каждое понятие вещественной категории должно описываться определенной формулой, аналогично химическим формулам минералов.

Оставив в иерархическом ряду УОВ только вещество в "чистом" виде, т.е. Э - М - ГП - ГФ, можно действительно говорить об эвристической ценности этого понятия. Приведем примеры.

1. Понятие УОВ можно использовать для уточнения определений каждого из уровней. Не отрицая принадлежности ГФ к УОВ, до сих пор ведется дискуссия относительно их определения, в то время как это должно вытекать из общего понимания УОВ и того, что все понятия этого ряда следует определять относительно. Общеизвестно, что определения минералов и горных пород даются через признаки состава, количественных соотношений компонентов состава и структурных признаков. Аналогичные определения должны быть и для каждой геологической формации.

2. Если мы относим какое-то понятие к вещественной категории, то оно должно занимать вполне определенное место в этом ряду и не может быть над рядом или под ним. Это противоречило бы самой сущности понятия УОВ и отрицало бы четкую иерархию. Именно так обстоит дело с рудными формациями. Вопрос о них рассматривался автором с формальной и содержательной точки зрения, и понятие РФ отнесено к уровню ГП. Аналогично нужно решать вопрос и с другими понятиями. Металлогенетические формации, предложенные А.И.Кривцовым /6/, - это подмножество геологических формаций (тот же уровень), содержащих в своем составе РФ.

Правильное определение понятий в ряду УОВ не менее важно, чем уточнение общего понятия УОВ. Существующая точка зрения, что ГФ и РФ понятия одноранговые /8/, повлияла, очевидно, на то, что один и тот же термин "формационный анализ" часто применяется к двум разным понятиям: формационному анализу и рудноформационному анализу, задачи которых различны. Представляется, что не только для ряда УОВ необходимо определение, но и для всех других иерархических построений, так как появилось много разных рядов и уровней. Поэтому нельзя согласиться с А.М.Садыковым в том, "что теперь не столь уж важно то, что исследователи не сходятся в определении числа и названий уровней. Важен сам факт их признания..." /9/. По-видимому, только выделение "чистых" несмешанных уровней может представить интерес для различных геологических задач, в которых часто проводится сопоставление понятий, выделенных по разным признакам.

Л и т е р а т у р а

1. Вотак О.А. Структурные элементы Земли. Новосибирск, Наука, 1979, 215 с. - 2. Забродин В.Ю., Кулындышев В.А., Соловьев В.А. В со.: Методологические и философские проблемы геологии. Новосибирск, 1979, с.77-91. - 3. Иерархия геологических тел (терминологический справочник). Хабаровск, 1976, 678 с. - 4. Карогодин Ю.Н. Седиментационная цикличность. М., Недра, 1980, 242 с. - 5. Крашенинников Г.Ф. В об.: Новое в современной литологии. М., Наука, 1981, с.5-14. - 6. Кривцов А.И. Бюлл.МОИП, Отд.геол., 1981, № 5, с.157. - 7. Поваренных А.С. Геол.ж., т.17, вып.1, 1977, Киев, с.3-19. - 8. Рудоносность и геологические формации структур земной коры. Под ред. Д.В. Рундквиста. Л., Недра, 1981, 421 с. - 9. Садьков А.М. Изв. АН СССР. Сер.геол., 1982, № 3, с.59-64. - 10. Цейслер В.М. Геологические формации. Вопросы выделения и тектонического анализа. М., Наука, 1979, 79 с.

Л.Г.Маховская

ЦИКЛЫ СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ - ВРЕМЯ И МЕСТО ПРОЯВЛЕНИЯ

В истории развития земной коры периоды интенсивных тектонических проявлений в подвижных поясах получили название циклов или эпох складчатости. Эпохи складчатости не являются одновременными для различных районов. Кроме того, они проявляются в различных подвижных поясах с некоторым смещением во времени.

В связи с этим появилась необходимость создать таблицу, в ней выделить отрезки времени и привязать к ним приблизительные границы окончания этапов складчатости с указанием структур, где проявились складкообразовательные процессы.

Итак, около 570 м.л. назад на границе докембрия и палеозойской эры имел место этап складкообразования, который завершился образованием горно-складчатых областей, получивших название Байкалиды.

В палеозое выделяются две тектонические эры (два цикла): каледонская, продолжительностью около 160 м.л., и герцинская, продолжительностью около 170 м.л.

Эти циклы завершились образованием новых структурных элементов земной коры. Результатом первого цикла явились Скандинавские горы,

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ТАБЛИЦА, ВРЕМЯ И МЕСТО ПРОЯВЛЕНИЯ ЭТАПОВ СКЛАДЧАТОСТИ

Эон	Эра	Период	Начало, М.л.	Эпоха	Тектоническая эра	Главные районы проявления этапов складчатости
Ф А Н Е Р О З О Й	КАЙНОЗОЙСКАЯ	ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ	1,5		АЛЬПИЙСКАЯ	СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПОЯС: Альпийско-Гималайская геосинклинальная область - Атласские горы, Альпы, Балканы, Карпаты, цепи Малой Азии, Кавказ, Тянь-Шань, Алтай, Саяны; Индонезийская геосинклинальная область. ТИХООКЕАНСКОЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЕ КОЛЬЦО-территории вдоль побережья Тихого океана (Камчатка, Японские острова, Анды).
		НЕОГЕНОВЫЙ	25	поздняя		
				ранняя		
		ПАЛЕОГЕНОВЫЙ	67	поздняя		
				средняя		
				ранняя		
	МЕЗОЗОЙСКАЯ	МЕЛОВОЙ	137	поздняя	ТИХООКЕАНСКАЯ (мезозойская, киммерийская)	ТИХООКЕАНСКОЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЕ КОЛЬЦО (кроме территории вдоль Тихого океана); СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПОЯС: Альпийско-Гималайская геосинклинальная область - Крымско-Кавказская геосинклинальная система (осевая часть).
				ранняя		
		ЮРСКИЙ	195	поздняя		
				средняя		
				ранняя		
		ТРИАСОВЫЙ	240	поздняя		
средняя						

Эон	Эра	Период	Начало, м.л.	Эпоха	Тектоническая эра	Главные районы проявления этапов складчатости
Ф А Н Е Р О З О Й	ПАЛЕОЗОЙСКАЯ	ТРИАСОВЫЙ		ранняя	ГЕРЦИНСКАЯ	УРАЛО-МОНГОЛЬСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПОЯС, АТЛАНТИЧЕСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПОЯС (Аппалачская геосинклиналь), АРКТИЧЕСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПОЯС, СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПОЯС (Западно-Европейские, Северо-Африканские герциниды). ТИХООКЕАНСКОЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЕ КОЛЬЦО (Восточно-Австралийские герциниды).
		ПЕРМСКИЙ	285	поздняя		
				ранняя		
		КАМЕННО-УГОЛЬНЫЙ	340	поздняя		
				средняя		
				ранняя		
		ДЕВОНСКИЙ	410	поздняя		
				средняя		
				ранняя		
		СИЛУРИЙСКИЙ	440	поздняя	КАЛЕДОНСКАЯ	АТЛАНТИЧЕСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПОЯС: Грампианская геосинклиналь, С-В Аппалачской геосинклинали; ТИХООКЕАНСКОЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЕ КОЛЬЦО (Восточная Австралия); Урало-Тяньшанская геосинклинальная область - Алтае-Тувинская геосинклинальная система.
ранняя						
поздняя						
ОРДОВИКСКИЙ	500	средняя				
		ранняя				
		поздняя				
КЕМБРИЙСКИЙ	570	поздняя				

Эон	Эра	Период	Начало, м.л.	Эпоха	Тектоническая эра	Главные районы проявления этапов складчатости
К Р И Т О З О И	ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ	КЕМБРИЙСКИЙ	570	средняя	БАЙКАЛЬСКАЯ	Байкальские складки причленились с юго-запада к Сибирской платформе: Саяны, Енисейский кряж, Забайкалье; с северо-востока к Русской платформе (в пределах Тиманского кряжа); на севере - к Китайским платформам.
				ранняя		
		РИФЕЙСКАЯ ПОДГРУППА	1800	ВЕНД (верхне-рифейская)		
				средне-рифейская		
			ранне-рифейская			
		НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОИ	2500			
	АРХЕО-ЗОЙСКАЯ	4600				

горы Шотландии, Западные Саяны и др. В результате второго цикла образовались Аппалачские, Скалистые, Судетские, Рейнские, Астурийские, Польские, Уральские, Центрально-Казахстанские, Алтайские, Кжно-Тяньшанские, Индо-Китайские горные сооружения. Крупный материк Ангариды соединился с Северо-Атлантическим материком и образовался северный континентальный массив — Лавразия (названный по реке Св. Лаврентия и Азии). Он протянулся от Скалистых гор на западе до Верхоянского хребта на востоке.

В мезозое выделяется тихоокеанский или мезозойский цикл (иногда его считают началом альпийского). Длительность его около 120 м.л.

В результате этого цикла появились Верхояно-Колымские, Дальневосточные, Андийские и Кордильерские горные цепи. Этот этап складчатости проявился в районах Крыма, Кавказа, Гималаев, на территории Мангышлака, Памира, Индокитая, Восточных Альп, Карпат и Закавказья.

В течение всего кайнозоя и части мелового периода проявляется альпийский тектонический цикл (120 м.л.).

Г.В.Жегалова

ЦИКЛИЧНОСТЬ В РАЗВИТИИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ КАМЧАТКИ

Детальные исследования на Камчатке показали, что в течение доорогенного периода субвертикальные разломы, пересекаясь с пологими надвигами, коленообразно изгибались, расщепляясь на пологие и вертикальные ветви, продолжающие участки пологого и крутого изгиба. Иногда субвертикальный разлом, видимо, раскрывавшийся сверху вниз, последовательно расщеплялся на растущие снизу вверх ветви, наклоненные под углами $75-80^{\circ}$, $55-60^{\circ}$, $45-50^{\circ}$, $25-30^{\circ}$, $10-15^{\circ}$ и, возможно, $0-5^{\circ}$. В других случаях такая последовательность не выдерживается. Внутри зоны тектонической деструкции пород разлом, пересекаясь с более мощной (или древней) системой разломов близкого направления, меняет свое простирание, сливаясь с ней, и затем расстается с ней по выходе из зоны разуплотнения. Образуются характерные S-образные в плане изгибы разлома; в местах перегибов происходит отщепление ветвей. Зона основного разлома, по мере углубления и расщепления, выполаживается. Углы и азимуты наклона ветвей могут

меняться по простиранию, причем азимут полностью зависит от направления хотя бы и слабого наклона зоны разуплотнения.

По-видимому, изгибание разлома в пластичной среде происходит благодаря проскальзыванию крыльев в субгоризонтальной плоскости, перпендикулярно простиранию смесителя. Изгибание сопровождается небольшими сдвиговыми перемещениями крыльев. Происходит вращательное движение фрагментов крыльев разлома, расчлененных субгоризонтальными зонами разуплотнения пород.

Современная геофизическая модель глубинного строения Земли анизотропна. Считая зоны Заварицкого-Беньофа глубинными разломами, можно полагать, что им свойственны описанные выше особенности. По данным Р.З.Тараканова (рис. I-A), наиболее значительные изгибы зоны Заварицкого-Беньофа сейчас наблюдаются на глубинах около 200, 300, 550 и, возможно, 720 км. Построив диаграмму расщепления разломов на этих глубинах, можно получить принципиальную схему развития геосинклинальной системы Камчатки за прошедший период. В приокеаническом крыле первичного разлома-взреза, морфологически выраженного океаническим валом и раскрывающегося сверху вниз, формируются зоны Заварицкого-Беньофа, растущие снизу вверх. В идеальном случае они формируются вначале в виде взбросов - $75-80^{\circ}$, $55-60^{\circ}$, затем в виде надвигов - $45-50^{\circ}$, $25-30^{\circ}$, $10-15^{\circ}$ и $0-5^{\circ}$, но могут расти и в ином порядке. В приматериковом крыле первичного везра отщепляются субвертикальные ветви. В свою очередь, расщепляются и зоны Заварицкого-Беньофа и, видимо, их ветви. Блоки тектоносферы, заключенные между зонами Заварицкого-Беньофа, испытывают перемещения сложной амплитуды. Висячее крыло разлома, отрезанное от монолита Земли более ранней зоной Заварицкого-Беньофа или первичным разломом, должно подниматься одновременно с растущей зоной Заварицкого-Беньофа. В лежачем крыле вдоль смесителя, согласно закону изостазии, произойдет проскальзывание блока вниз с прогибанием земной поверхности и образованием в зоне растяжения вдоль смесителя троговой долины (желоба), опущенной по системе приповерхностных сбросов. В целом крылья зон Заварицкого-Беньофа должны испытывать движение в трехмерном пространстве: вверх или вниз (взброс, надвиг-подвиг) и вращение по поверхности геофизического слоя, складывающегося из суммы движений по простиранию разлома и перпендикулярно к нему. Взбросовые движения висячего крыла зоны Заварицкого-Беньофа, видимо, сопровождаются ростом асимметричных геосинклинальных поднятий - невул-

канических островных дуг. На склонах быстро растущих куэстообразных поднятий формируются небольшие шарьяжи, переходящие в чешуйчатые надвиги и складчатость общего смятия (в тылу зон Заварицкого-Беньофа - $75-80^{\circ}$, $55-60^{\circ}$, $45-50^{\circ}$), складчатость общего смятия (в тылу зон $45-50^{\circ}$ и $25-30^{\circ}$). Надвиговые движения висячего крыла пологой зоны Заварицкого-Беньофа должны сопровождаться ростом поднятия в месте выхода зоны на поверхность и обширного прогиба в ее тылу, развивающегося в условиях миогеосинклинали. Образуется островная дуга кубинского типа, характеризующаяся тангенциальными перемещениями значительно больших масштабов, чем гравитационные оползни в геосинклинальной части сектора, и структурами пологой складчатости (в зоне Заварицкого-Беньофа $25-30^{\circ}$) или доскладчатой моноклинали ($10-15^{\circ}$ и $0-5^{\circ}$).

В связи с ростом каждой новой зоны Заварицкого-Беньофа, вероятно, происходит скольжение вверх всего более древнего уже сплывшегося сектора, заключенного между первичным разломом и предыдущей зоной Заварицкого-Беньофа - орогенез с образованием сводов и блоковыми перемещениями. Весь процесс воздымания этого сектора ведет к прогибанию поверхности в его тылу, формированию фронта надвигов и тектоническому сгущиванию в тыловом прогибе.

Субвертикальные ветви зон Заварицкого-Беньофа (как и первичного взреза) используются магматическим веществом в качестве подводящих каналов к поверхности Земли. Пологие части изгибов разломов, а также сами пологие разломы и их пологие ветви служат "отстойниками" для дифференциации проникающего снизу мантийного вещества из астеносферного слоя. Пологие ветви Заварицкого-Беньофа образуют мощные и протяженные субгоризонтальные зоны тектонической деструкции, особенно в приповерхностных, достаточно хрупких породах - ловушки для внедрившихся из астеносферных слоев расплавов, проникающих по субвертикальным ветвям зон Заварицкого-Беньофа, сформировавшихся ниже. В приповерхностных зонах происходит ассимиляция расплавами деструктированного автохтонного вещества с образованием (в разных этажах) гранитных куполов, плитообразных батолитов и площадной магматизацией в зонах менее деструктированных пород. Происходит площадное становление гранитного слоя, сопровождающееся широким проявлением гидротермальной деятельности и магматизма трещинного типа, выводящим на поверхность подвижные продукты процессов синтексиса и анатексиса. Таким образом, разного рода вулканические пояса (от вулканических и эвгеосинклиналь-

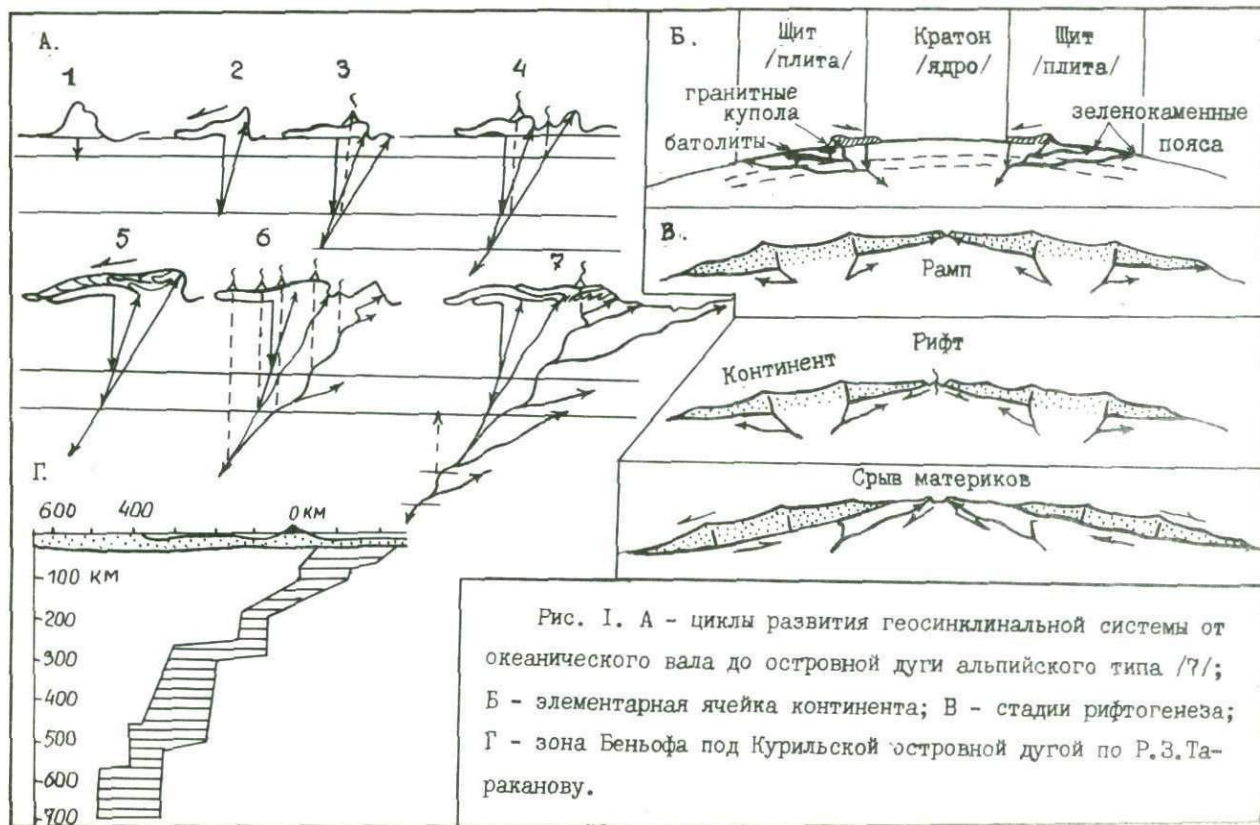
ных до островодужных и краевых) формируются только в той части спектра глубинного разлома, где нет множества пологих ветвей зон Заварицкого-Беньофа, задерживающих магматические расплавы. Вместе с тем процессы гранитизации происходят и в геосинклинальной, т.е. вулканической части спектра. Здесь "полостями" гранитизации служат локальные зоны тектонической деструкции, развивающиеся при формировании шарьяжей и надвигов. Возможно, зоны разуплотнения и декомпрессии вдоль самих пологих зон Заварицкого-Беньофа способствуют формированию астеносферных слоев, которые будут являться резервуарами магматического вещества для глубинных разломов более поздних циклов развития, а также создадут геофизические слои и неоднородности, способствующие преломлению и расщеплению новых взрезов. Предлагаемый механизм гранитизации не исключает процесса формирования первичной сиалической протокоры на стадии аккреции и гравитационной дифференциации вещества планеты. Кроме того, в других условиях такой механизм возможен и для процесса базификации.

Оперируя расстановкой секторов глубинных разломов как элементарными структурными единицами, мы можем получить простейшие геометрические фигуры планетарного масштаба. Один сектор глубинного разлома образует асимметричную складчатую область с зоной длительно развивающегося вулканизма в его тыловой части. В тылу двух (или, как минимум, двух пар) субпараллельных линейментов, развивающихся в разные стороны, должен образоваться геократон или талассократон (мегаинеклиза). Частным случаем такой фигуры может явиться глубокий прогиб, закладывающийся на месте тыловых прогибов двух сближенных геосинклинальных систем, эволюционирующих в противоположных направлениях. Во фронтальной части двух секторов, одновременно развивающихся навстречу друг другу, видимо, происходит "сморщивание" земной поверхности (аркогенез) и формируется рампа типа структуры Мертвого моря (в понимании Б.Уиллиса) с длительно растущей складкой коробления и мантийным диапиром (мегаантеклизой) посредине. Место сочленения обеих зон Заварицкого-Беньофа трассируется рамповой долиной. Растрескивание складки способствует образованию серии неглубоких вертикальных разломов, не рождающих новых зон Заварицкого-Беньофа и длительно развивающихся без перехода в стадию геосинклинали островных дуг. Период сжатия сменяется периодом растяжения. Растяжению подвергается рамповая долина вследствие диаметрально противоположно направленного про-

скальзывания лежащих крыльев каждого надвига (зоны Заварицкого-Беньофа). Согласно закону изостазии, проскальзывание происходит в сторону выдвигая висячего крыла на расстояние, равное амплитуде выдвигая, т.е., видимо, на несколько километров. Имеет место явление, аналогичное процессу формирования двух сопряженных желобов, развивающихся благодаря воздействию сил растяжения, направленных в противоположные стороны. В течение периода растяжения формируется рифтовая долина со срединным хребтом (современная стадия развития Красного моря). Следующим этапом развития структуры рифта, по-видимому, должно явиться формирование шарьяжей в антиклинальных поднятиях висячих крыльев зон Заварицкого-Беньофа (бортовых хребтах зоны рифта) также, как это происходит в геосинклинальной части сектора. Процесс заканчивается образованием промежуточных магматических очагов вулканизма и гранитизации или базификации в зонах тектонической деструкции между пластинами шарьированных пород (современная стадия развития Срединно-Атлантического хребта). Имеет ли место в такой схеме стадия срыва материков или более мощных литосферных плит с раскрытием океанов - покажет будущее, но, в принципе, такой процесс не исключен, особенно при условии расширения Земли. Местами отрыва плит от структур первичного взреза могут являться зоны его максимального изгиба (вдоль литосферных слоев), достигшего критических значений. Можно предположить, что отрыв плит возможен на нескольких уровнях взреза, а структура рифта существует очень длительное время, в связи с ростом все новых зон Заварицкого-Беньофа (при углублении родоначальных разломов), вступающих в рифтогенные взаимоотношения.

При взаимодействии линейментов асинхронного заложения формируются иные структуры, характерные для конкретных геотектонических условий локальных районов. Количество и разнообразие их, по-видимому, можно рассчитать.

Цикличность развития сектора глубинного разлома проявляется на нескольких уровнях. Мегацикл - общее развитие разлома от поверхности до возможной глубины взреза, включая процессы его изгибания, расщепления, а также седиментации, магматизма, вулканизма и структурообразования на поверхности Земли. Макроциклы - развитие отрезка разлома до зоны разуплотнения, последующее изгибание, расщепление, рост зоны Заварицкого-Беньофа и поверхностные проявления. Циклы - все перечисленные выше этапы, но свя-



занные с расщеплением зон Заварицкого-Беньюфа, возможно, соответствуют процессу расщепления ветвей зон Заварицкого-Беньюфа. Продолжительность циклов (t) можно рассчитать при уточнении геофизической модели Земли, используя, в идеальном случае, длину отрезка разлома до места изгиба - h , угол наклона зоны Заварицкого-Беньюфа - α (или длину сегмента - S от первичного разлома до места выхода зоны Заварицкого-Беньюфа на поверхность), скорость (v) раскрытия зон Заварицкого-Беньюфа, измеренную по сейсмологическим и геологическим данным. Серьезным подспорьем в определении t и v могут стать наблюдения о цикличности разновозрастных "ритмично-осадочных" формаций разных районов.

С.И. Филина

ЦИКЛИЧНОСТЬ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Детальные литолого-фациальные и палеогеографические исследования на территории юрского бассейна осадконакопления Западной Сибири позволили установить две основные черты его развития: необратимость, непрерывность развития, выразившуюся в постоянном расширении бассейна осадконакопления, заполняющегося терригенными толщами со все возрастающей площадью морских отложений, и поступательный, стадийный характер процесса осадконакопления, обусловивший наличие ряда циклитов различных порядков в осадочной толще юрского возраста.

Юрский период охарактеризовался расширением морской трансгрессии в глобальном масштабе. На территории Западной Сибири это привело к последовательной смене этапов континентального аллювиально-озерного осадконакопления в нижней-средней яре, прибрежно-равнинным продолжительностью в различных районах от бата до оксфорда, прибрежно-морским в келловее - раннем титоне и морским в верхней яре (районы Усть-Енисейской впадины не рассматриваются).

Рубежами распространения морской трансгрессии в определенные геологические промежутки времени являлись границы крупных, как правило, надпорядковых структур - Туринско-Тобольской зоны не-

замкнутых поднятий, пограничные зоны Хантейской антеклизы и Мансийской синеклизы, Хантейской антеклизы и Уренгойско-Пуровского желоба и т.д. Наличие тектонических преград в значительной мере обусловило разновозрастность, так называемый скользящий возраст однофациальных осадочных толщ в различных структурных районах плиты. Так, наиболее ранняя смена аллювиально-озерных условий осадконакопления прибрежно-равнинными отмечается в байосе в наиболее погруженных участках бассейна седиментации — районы Шеркалинской впадины, Надымской и западной части Ханты-Мансийской впадин. В батский век условия прибрежной равнины распространяются в более восточные районы, захватывая территорию всей Ханты-Мансийской и Юганской впадин, Сургутского и западной части Нижневартовского сводов.

На большей части внутренних районов плиты, захватывающих Мансийскую синеклизу, Хантейскую антеклизу, Северный свод и ряд мегавалов вплоть до Уренгейского и Еты-Пурского включительно, обстановка прибрежной равнины сохранялась до конца средней юры, в то время как в более западных районах Западной Сибири она существовала до раннего келловоя, а в восточных и юго-восточных до оксфорда включительно.

Основные палеодолины, заполненные относительно грубозернистыми и мощными толщами руслового генезиса, картируются в пределах Мансийской синеклизы, захватывая склоны Сургутского свода и Салымской группы поднятий в пределах Колтогорского мегапрогиба, Нурольской и Тымской впадин и склонов прилегающих сводов. Возрастной диапазон существования этих долин неодинаков. Западная прослеживается в основном до аалена включительно, а восточная лишь начинает существовать с этого времени.

Широкое развитие морской трансгрессии на территории Западной Сибири отмечается в келловее. На значительной площади чрезвычайно пологих и пенеппенизированных внутренних районов плиты морской режим установился быстро, что обусловило резкую смену прибрежно-равнинных песчано-алеврито-аргиллитовых отложений бата морскими аргиллитами келловоя, в результате чего мощные песчаные базально-трансгрессивные горизонты здесь отсутствуют. В периферийных частях бассейна, где продолжительно существовали прибрежно-морские условия, формируются базальные песчаные и терригенно-карбонатные толщи. На востоке и юго-востоке (территории юго-восточной части Нижневартовского свода, Александровского, Каймы-

совского, Средневазганского, Пуджинского мегавалов) в основании верхнеюрского разреза образовался алевроитово-песчаный пласт K_2^I , содержащий глауконит, карбонатные соли, пиритовые и сидеритовые конкреции. На западе бассейна (территории Тобольско-Турминской зоны незамкнутых поднятий и прилегающие районы) прибрежно-морская обстановка существовала более длительное время, что и явилось причиной образования мощной терригенно-карбонатной, глауконитосодержащей толщи келловей-ранневаланжинского времени.

Наиболее глубоководные условия в юрский период устанавливаются в волюжский век. В этой обстановке почти повсеместно формировались глинистые отложения, обогащенные сапропелевым органическим материалом. Распределение последнего по площади тесно связано с палеогеографией и палеотектоническим режимом осадочного бассейна. Наиболее битуминозные отложения баженовской и тутлейской свит приурочены к относительно глубоководным и наиболее удаленным от источников сноса частям седиментационного бассейна, которым впоследствии было свойственно некомпенсированное прогибание.

Наряду с процессами необратимой эволюции юрского седиментационного бассейна отчетливо проявились черты стадийного, циклического строения заполнявших его осадочных толщ.

При изучении осадочных толщ юрского возраста были выделены циклиты различного порядка, сформировавшиеся в результате наличия макро-, мезо- и элементарных циклических процессов.

Масштаб циклитов определяется продолжительностью существования и характером составляющих их частей (литолого-фациальные комплексы, пачки, слои).

Продолжительность существования макроцикла два, реже три века юрского периода (порядка 8-12 м.л.), мезо- и микроцикла - часть века.

Основной единицей, позволяющей сопоставлять как континентальные, так и морские разрезы на всей площади бассейна осадконакопления, являются макроциклиты. Их существование связано с региональными причинами - изменением уровня Мирового океана, которое обусловило чередование стадий ускоренного развития трансгрессий и замедленного их развития, либо отступления моря. Вещественным выражением этих процессов являются литолого-фациальные комплексы, представляющие парагенетические сочетания типов пород, образующихся в определенных палеогеографических и палеотектонических условиях и характеризующихся разновозрастными комплексами фауны и флоры.

Основой для выделения литолого-фациальных комплексов послужило изучение гранулометрического и минералогического состава пород; аутигенного минералообразования; распределения малых элементов; характера распределения, состава и форм углефицированного растительного материала; изучение фауны; спорово-пыльцевых комплексов.

В результате были выделены следующие литолого-фациальные комплексы (название их дается по преобладанию тех или иных условий осадконакопления на большей части площади бассейна) – пролювиально-озерный геттанг-синеморский, аллювиальный среднеелейсовый, озерно-болотный верхнеелейсовый, аллювиальный ааленский, озерно-болотный байосский, озерный батский, прибрежно-равнинный верхнебатский, мелководно-морской келловей-верхнеоксфордский. Целостная совокупность двух литолого-фациальных комплексов – трансгрессивного и регрессивного – представляет собой циклит с трансгрессивным основанием. Таких макроциклитов в юрской толще четыре: геттанг-синемор-плинсабахский, тоар-ааленский, байос-батский, келловей-оксфордский и еще кимериджская трансгрессивная часть кимеридж-берриасс-валанжинского циклаита /3/. Вместе с тем вся юрская толща является трансгрессивной частью юрско-валанжинского циклокомплекса – субциклокомплекса и юрско-сеноманского полициклокомплекса – метациклокомплекса /1/.

Общим для всех трансгрессивных частей макроциклитов юры Западной Сибири является преимущественно глинистый состав, относительно стабильные мощности и широкое площадное распространение. Типичными в этом смысле являются глинистые толщи тоара, байоса, келловей-нижнего оксфорда, кимериджа и волжского яруса. Формирование их связано с периодами тектонического покоя, выразившегося в незначительной дифференцированности скоростей прогибания положительных и отрицательных структурных элементов бассейна осадконакопления, преобладанием в областях денудации процессов химического выветривания, что повлияло на увеличение содержания в глинистых породах осадочного бассейна таких малоподвижных элементов, как титан, хром, железо и на усиление процессов сидерито-, пирито- и глауконитообразования.

В эти же периоды рядом исследователей (Ю.В.Тесленко, Л.Б.Ровнина, А.В.Гольберт, И.Д.Полякова и др.) отмечается наибольшее потепление климата. В континентальном бассейне тоара и байоса усиливаются процессы угленакопления вплоть до образования уголь-

ных пластов в районах, граничащих с обрамлением плиты. Морской волжский бассейн характеризуется пыльным расцветом планктона.

В основании трансгрессивных комплексов морского генезиса, как правило, наблюдаются базальные горизонты. В периферийных частях морского бассейна они представлены песчаными породами с галькой перемытых нижележащих пород, с крупными конкрециями сидерита и пирита, с карбонатными оолитами, с глауконитом и фосфатом. Песчаники характеризуются увеличением коэффициента отсортированности и медианного диаметра зерен, увеличением содержания устойчивых компонентов кварца, обломков кварцитов и серицитово-кремнистых сланцев. К базальным горизонтам относится песчаный пласт Ю₂^I в основании келловей-раннеоксфордского трансгрессивного комплекса мощностью до 20 м и пласт Ю₁^A, линзовиднозалегающий в основании кимеридж-волжского трансгрессивного комплекса.

В глубь морского бассейна песчаные пласты глинизируются. В глинистых толщах внутренних частей бассейна смена знака колебательных движений отразилась лишь в появлении горизонтов с повышенным содержанием сидеритовых, пиритовых, глауконитовых конкреций, с усилением процессов оолитообразования, а также появлением новых руководящих комплексов фауны. Состав и формы выделения аутигенных минералов однотипны в базальных горизонтах песчаного и глинистого состава. Это позволяет сопоставлять их между собой.

Регрессивные литолого-фациальные комплексы (плинсобахский, ааленский, батский, верхнеоксфордский) на территории Западной Сибири представлены преимущественно алеврито-песчаными отложениями. Мощности их значительно колеблются по площади бассейна, что связано со значительным отставанием в прогибании сводов от впадин. Мощности всех регрессивных комплексов юрской толщи во внутренних частях осадочного бассейна больше мощностей трансгрессивных. Больше площадное распространение получают относительно грубозернистые разности терригенных пород — средне-крупнозернистые песчаники, гравелиты, прослои конгломератов, единичные гальки. В прибрежно-морской зоне увеличивается содержание малоустойчивых компонентов — ортоклаза и обломков пелитизированных эффузивов.

Верхние части регрессивных комплексов нередко разноворастны вследствие перерывов в осадконакоплении, наиболее выраженных в периферийных частях бассейна /2/. Отсутствие отложений верхней части аалена и бата отмечается также во внутренних районах плиты,

например, в наиболее приподнятых центральных частях Сургутского и Нижневартовского сводов.

В конце регрессивного оксфордского этапа на ряде локальных структур Нижневартовского, Александровского, Средневазганского и Каймысовского сводов дно седиментационного бассейна поднимается выше уровня моря. На этих структурах возможно временное прекращение осадконакопления.

Диахронность верхних частей регрессивных частей циклитов и синхронность нижних трансгрессивных наряду с выдержанностью их мощностей, литологического состава и широким площадным распространением дает основание начинать циклиты именно с трансгрессивных комплексов.

Возможность нахождения залежей нефти и газа в юрских отложениях прежде всего связана с поиском зон с хорошими коллекторами и чередующимися с ними надежными покрышками. Установленная стадийность в развитии юрского седиментационного бассейна осадконакопления Западной Сибири позволяет наметить геохронологические промежутки преимущественного формирования пород-коллекторов и пород-покрышек не только в толщах морского, но и континентального генезиса.

К песчано-алевритовым породам регрессивных частей макроциклитов плинсбахского, ааленского, батского, верхнеоксфордского возраста, а также к базально-трансгрессивному горизонту келловей в первую очередь должны быть приурочены поиски возможных коллекторов нефти и газа. Глинистые толщи тоарского, байосского, келловей-нижнеоксфордского и кимеридж-волжского возраста рассматриваются в качестве флюидоупоров.

На примере Среднеобского района отчетливо видно, что схема расположения залежей нефти, газа и нефтегазопроявлений отражает установленные закономерности в стадийном, циклическом строении юрской толщи. Практически все известные нефтегазопроявления приурочены к отложениям ааленского, батского, основанию келловейского и оксфордского ярусов.

Л и т е р а т у р а

1. Карогодин Ю.Н. Ритмичность осадконакопления и нефтегазоносность. М., Недра, 1974, 177 с. — 2. Трушкова Л.Я. Геол. и геофиз., № 3, 1967, с.119-126. — 3. Филина С.И. Литология и палеогеография юры Среднего Приобья. М., Наука, 1976, 87 с.

О ПРИЧИНАХ РИТМИЧНОСТИ В ПРИРОДЕ, ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-МАТЕМАТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

Автором неоднократно с разных сторон затрагивалась проблема ритмики /4-7/. Однако, она столь сложна и многолика, что к ней следует возвращаться снова и снова, имея в виду как новый материал, так и новое его осмысливание.

На данном симпозиуме много времени уделено характеристике математического выражения ритмики. В основном это различные временные ряды, имеющие как местную специфику, так и региональные (планетарные) проявления, причем обнаруживается немало "разночтений", в силу того, что выделять их в природе непросто. Эти временные ряды, несомненно, должны коррелироваться с пространственными геологическими структурами, ибо последние являются производной хода геологического времени.

В.В.Пиотровский /8/ показал, что существует целая иерархия рельефа, благодаря которой размеры более крупных и более мелких форм соотносятся как 3:1. В других исследованиях /3/ показано, что притоки рек короче рек в $\sqrt{3}$ раз. В силу единства природы аналогичные соотношения имеются и на других планетах. Так, на Луне обнаружены цепочки кратеров, в которых каждый кратер меньше предыдущего в $\sqrt{2}$ раз, и соответственно уменьшаются расстояния между ними. Есть и другие, в частности, дробные соотношения. Надо полагать, что это связано с проявлением в природе резонансных частот /9/.

Хотелось бы отметить некоторые неясности в анализе осадочных толщ. Как нами показано /7/, "разночтения" в вопросах понимания ритмики в осадочных толщах связаны, в частности, с чрезвычайной медленностью их накопления (микроны в год). Благодаря этому многие первоначально проявляющиеся ритмы пропадают. В связи с этим медленным темпом идет "отвлечение" и от других экзогенных факторов, таких как конкретные характеристики бассейнов, в частности - определенных положений береговых линий, оползней вдоль них, систем лагун и пр. Нам /7/ удалось выделить две основные тектонические формации, охватывающие фактически весь комплекс платформенных осадочных отложений и отражающие два различных планетарных состояния Земли: формацию переслаивания и формацию монотон-

ных глинистых толщ, всегда отделенных по разрезу резкими границами как проявлением "прерыва непрерывности". Находясь в условиях более мелководных (по нашим оценкам на глубинах 20–40 м), первые из упомянутых толщ отражают осцилляционный ритм перемен уровня моря достаточно четко, вторые же (отвечая, видимо, глубинам 50 м и более, т.е. условиям, в которых волновой процесс сказывается уже не так четко) характеризуются общей монотонностью, так как осцилляционный ритм фиксируется лишь в наличии среди глинистых толщ тонких пропластков песчанистого и другого материала, не отмечаемого каротажем.

В связи с тем, что эпиконтинентальные моря имели фактически панпланетарный характер (зон за их пределами на Земле почти не существовало, ибо океаны с их современными глубинами — это наложенные и более поздние образования /4/), а также и тем, что такой же характер в пространстве имела, очевидно, и каждая из 2-х указанных тектонических формаций, легко заключить, что панпланетарное периодическое изменение глубин морей могло быть связано лишь с периодическим сжатием и расширением планеты. В периоды сжатия то же количество воды, распространяясь на меньшую площадь, приводило к более значительным глубинам эпиконтинентальных морей (и отвечающему им отложению однородных глинистых толщ), а в периоды расширения — к меньшим (и соответствующим им пачкам переслаивания).

Конечно, здесь имеются в виду сравнительно малые отрезки геологического времени, в течение которых вряд ли количество вод на Земле в целом могло существенно меняться. Для длительного же времени, вследствие последовательной генерации, их количество должно расти /1, 4/.

Первопричину такого "дыхания" Земли, видимо, нужно искать в открытом ныне явлении периодической смены северно-южной магнитной полярности планеты (что, несомненно, сопровождается изменением и других полей). Ныне устанавливается, что прямой полярности свойствен процесс расширения Земли, а обратной — сжатия /12/. Далее становится очевидно, что при расширении наступают эпохи охлаждения Земли, при сжатии — ее нагревания (что обуславливается известным термодинамическим законом); при расширении Земля замедляет свое вращение, при сжатии убыстряет; при расширении проявляется рифтообразование, при сжатии — складко- и горообразование. Конечно, закономерности этих коротких ритмов нельзя прямо распространять на процесс общей эволюции планеты, с преобладающим ее расширением, восходящим развитием /4/.

Из вышесказанного следует, что пульсационные явления на Земле не есть какое-то проявление частного закона, а закона всеобщего, представляющего на Земле космический процесс и отражающего глубокие физические явления /6, 12/.

Л и т е р а т у р а

1. Блинов В.Ф. Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1982, 57, Вып.4, с.17-29.
2. Бунин В.А., Дядик Ю.К., Отжевальский З. В сб.: Вопросы превращений в природе. Айтастан, Ереван, 1971, с.73-92.
3. Леонтьев Г.И. В сб.: VI совещание по проблемам планетологии. Тезисы. Вып. I. Геогр. общ. СССР. Л., 1968, с.132-134.
4. Нейман В.Б. Расширяющаяся Земля. М., Географгиз, 1962, 80 с.
5. Нейман В.Б. В сб.: Влияние естественных и слабых искусственных полей на биологические объекты. Белгород, 1963, с.31-32.
6. Нейман В.Б. В сб.: Вопросы превращений в природе. Айтастан, Ереван, 1971, с.5-25.
7. Нейман В.Б. Теория и методика палеотектонического анализа. Изд. 2-е. М., Недра, 1974, 79 с.
8. Плотровский В.В. В сб.: Земля во Вселенной. М., Мысль, 1964, с.278-296.
9. Томов К. Резонансно-изоморфный принцип. София, 1972.
10. Шемякин М.М. В сб.: VI совещание по проблемам планетологии. Тезисы. Вып. I. Геогр. общ. СССР. Л., 1968, с.142-148.
11. Штенгелов Е.С. Бюлл. МОИП. Отд. геол. Вып.2, 1982.
12. Kervran C.G. Transmutations a faible energie. Paris, 1972, 380 p.

Г.И.Леонтьев

О СЕДИМЕНТАЦИОННОЙ ПОЛИЦИКЛИЧНОСТИ МЕТАОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ РИФЕЯ СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОГО И ПАТОМСКОГО НАГОРИЙ

Решение фундаментальной проблемы докембрийской стратиграфии складывается из решения ее частных вопросов, включающих в себя стратиграфические сопоставления и разработку региональных (местных) стратиграфических легенд и схем. Стратиграфические исследования метаосадочных образований позднего докембрия Северо-Байкальского и Патомского нагорий Восточной Сибири (байкало-патомский комп-

лекс рифей), осуществленные на специфической методической основе /1, 2, 3, 5, 6, 7/, являются одним из примеров результативного решения таких задач. Сущность методического подхода заключалась в комплексированном использовании петрографических, литолого-гранулометрических, лито-, петро-, геохимических, циклостратиграфических и вероятностно-статистических особенностей сопоставляемых осадочно-метаморфических пород, включая процедуру "снятия" метаморфизма, выявления седиментационных циклитов различных порядков, осуществления климатостратиграфических реконструкций и т.д.

Конкретно, расчленение и корреляция разрезов осуществлены литолого-стратиграфическим методом, дополненным анализом седиментационной периодичности. При этом первичная фильтрация "помех" осуществлялась путем перевода литолого-петрографического состава слоев, слагающих разрезы, в литологическую номенклатуру первично-осадочных аналогов.

Дальнейшее снижение уровня "помех" в разрезах сопоставляемых метасадочных пород достигалось путем использования известного в теории случайных процессов принципа выравнивания или сглаживания вероятностных динамических рядов наблюдений, в которые предварительно трансформировались синхронизируемые геологические разрезы /8/.

Графическое изображение (в виде соответствующих кривых) текущих значений функций сглаживания, описывающих сопоставляемые геологические разрезы, использовалось как способ (метод) их детального расчленения и корреляции /2, 3, 5, 6, 7/.

В целом, по наиболее детальным (масштаба 1:200) геологическим разрезам в пределах Мамской слюдоносной полосы выделены седиментационно-гидродинамические (с.-г.) циклиты пяти порядков с элементами циклитов (эп) и подэлементами (пэц) со средними мощностями от 1,5 до 27,0 м. Седиментационно-гидродинамические циклиты 4-го и 5-го порядков (средние мощности 13,0 и 27,0 м) оценивались фактически как образования переходного типа в звене седиментационно-гидродинамических — седиментационно-фациальных циклитов, связывая их в единую иерархическую систему.

По сорока геологическим разрезам 1:5000 масштаба, характеризующим осадочно-метаморфические образования рифей региона в целом, с суммарной мощностью более 16000 м, удалось выделить по четыре порядка седиментационно-фациальных (с.-ф.) и тектоно-седиментационных (т.-с.) циклитов. При этом осадочный мезоциклит (седимента-

ционно-фашиальная периодичность 3-го порядка; средняя мощность по подзонам до 175-200-250 м) рассматриваясь в качестве самостоятельной элементарной стратиграфической единицы региональной стратиграфической шкалы в условиях крупномасштабного (1:50000) геокартирования.

Выявленные в сопоставляемых разрезах циклиты различных порядков /4/ сопоставлены с их морфоседиментационными и стратиграфическими эквивалентами и приведены в соответствие с принятой в регионе стратиграфической легендой. Параллельно разрез позднего докембрия между речья Бол. Чуя, Мамы и Витима дан в номенклатуре стратиграфической легенды, принятой в Мамском плодородном районе. Оценка надежности проведенных стратиграфических сопоставлений осуществлена с использованием методов теории случайных процессов (автокорреляционные и структурные функции).

Синхронизированные разрезы метаосадочных образований региона расчленены также по их геохимическим, петрохимическим и литохимическим особенностям. В этой связи осуществлены некоторые палеорекострукции условий позднедокембрийского литогенеза и выявлены некоторые особенности их цикличности. В целом вышеописанный методический подход осуществлялся на основе широкого использования математических методов и современных ЭМ.

В итоге, проведенные исследования позволили отнести байкалопатовский комплекс рифея к образованиям переично-осадочного происхождения, сформировавшимся в прединверсионный и позднепрединверсионный этапы геосинклинального цикла на фоне постоянного затухания во времени активности геотектонического режима и, соответственно, возрастания интенсивности воздействия и роли палеоклиматических факторов (гумидный климат с элементами аридизации). По своей формационной принадлежности изученные метаосадочные образования в целом отвечают сланцево-граувакковой формации /9/.

Таким образом, седиментационная полицикличность древнейших осадочных образований является важнейшим звеном в системе периодичности геологических процессов вообще, в связи с чем может весьма продуктивно использоваться в стратиграфических и прочих геологических целях, а примененные математические методы и ЭМ — эффективным инструментом при проведении стратиграфических исследований (таблица).

Таблица
Иерархическая схема седиментационной полицикличности
метасадочных образований рифея региона

Общий поряд- док перио- дичности	Генетический порядок пе- риодичности	Порядок пе- риодичности по типам	Морфоэквиваленты седимен- тационных циклитов и их стратиграфические аналоги (даны в скобках)	Средние мощ- ности периоди- ческих единиц в метрах (по подзонам)
1	Седиментационно- гидродинамичес- кая (с.-г.)	1	Элементарный с.-г.геми- циклит	до 1,5
2		2	Элементарный многослой	до 3,0
3		3	Элементарный пакет слоев	до 6,0
4		4	ПЭЦ элементарного с.-ф. гемициклита	до 13,0
5		5	ЭЦ элементарного с.-ф. гемициклита	до 27,0
6	Седиментационно- фациальная (с.-ф.)	1	Элементарный с.-ф.геми- циклит или подэлемент оса- дочного мезоциклита (ге- теропласт)	до 50
7		2	Элемент осадочного мезо- циклита (подгоризонт-го- ризонт)	до 100-75
8		3	Осадочный мезоциклит (горизонт - пачка)	до 250-175
9		4	Подэлемент осадочного ма- кроциклита (пачка - под- свита)	до 1000- -500-250
10	Тектоно-седимента- ционная (т.-с.)	1	Элемент осадочного макро- циклита (свита)	до 2000- -1000-750
11		2	Осадочный макроциклит (подсерия)	до 6000- -4000
12		3	Элемент осадочного мега- циклита (серия)	до 10000- -8000
13		4	Осадочный мегациклит (си- стема позднего протерозоя или рифея)	более 10000- -16000

Л и т е р а т у р а

1. Вассоевич Н.Б. Флиш и методика его изучения. Гостоптехиздат, Л.-М., 1948, 216 с. — 2. Вистелиус А.Б. Материалы к литостратиграфии продуктивной толщи Азербайджана. Изд. АН СССР, 1961, 157 с. — 3. Вистелиус А.Б., Романова М.А. Красноцветные отложения полуострова Челекен (литостратиграфия и геологическое строение). Изд. АН СССР, М.-Л., 1962, 227 с. — 4. Каргодин Ю.Н. Седиментационная цикличность. Изд. Недра, М., 1980, 242 с. — 5. Леонтьев Г.И. Некоторые черты седиментационной ритмичности мамской толщи (по данным статистического анализа). Изд. Наука, Лен.отд., Л., 1971, с.110-121. — 6. Леонтьев Г.И. Литология и полезные ископаемые. № 1, 1972, с.126-136. — 7. Леонтьев Г.И., Гирс В.М. Доклады АН СССР, сер. геол., т.223, № 5, 1975, с.1198-1201. — 8. Уиттекер Э., Робинсон Г. Математическая обработка результатов наблюдений ГТТИ. Л.-М., 1933, 364 с. — 9. Хаин В.Б. Общая геотектоника. Изд. Недра, М., 1973, 511 с.

Н.Е.Сарафян

О ПРИРОДЕ И МАТЕМАТИЧЕСКИХ МЕТОДАХ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЕОЦИКЛИЧНОСТИ

Чтобы математические методы при анализе геоцикличности на данном этапе были полезными и перспективными, необходимо, чтобы математик изложил основные положения, круг решаемых задач, области и границы применимости того или иного математического метода так, чтобы геолог, ознакомившись с ними, имел возможность отыскать параллели и аналоги. Геолог, в свою очередь, должен изложить имеющиеся у него факты и данные без какой-либо заранее предписанной схемы, сформулировать свои требования достаточно однозначно (минимизируя таким образом субъективный фактор в интерпретации данных и материалов) так, чтобы математик на основе их имел возможность выяснить условия границ применимости известных методов и, если нужно, отыскать удобную схему формализации для анализа рассматриваемой геоцикличности.

Под геологическими циклами (циклическостью, периодичностью) обычно понимаются временные изменения параметров геологического объекта: массы, энергии, положения, размера, термодинамического состояния, состава, структуры и т.д. Как показывают наблюдения, изменения параметров знакопеременны, имеют разные частоты и периодичность. Наблюдается следующее соотношение между периодами изменения параметров на разных уровнях организации геологических объектов (слоек, слой, фация, формация, оболочка, планета): чем выше уровень организации, тем длиннее период. Так, на уровне литосферы данные по тектогенезу обычно дают период порядка десятков миллионов лет. На уровне геоформации наблюдаются периодические явления с периодами в миллионы и сотни тысяч лет и т.д. Для уровня слоёв оказывается характерной периодичность от 5 до 60 лет. На уровне простейших геологических тел (уровень пульситов, по С.Л.Афанасьеву) характерная периодичность составляет от одного дня до 3 месяцев. Соотношение между величиной периода и уровнем организации можно сформулировать в виде более общего закона: чем больше размеры геологической единицы, тем больше ее среднее "время жизни". Но чем определяется максимальная величина периода — размерами геологической единицы, ее временем жизни, степенью сложности (состав, структура) или совокупностью всех трех факторов — не совсем ясно.

Прежде чем переходить к анализу фактов, следует выяснить природу геодиагностики. Необходимо уточнить, являются ли геологические циклические изменения, наблюдаемые в широком диапазоне частот, колебаниями синусоидальными, модулированными или же релаксационными. Ответить на этот вопрос нелегко, но ясно, что его следует связывать не с информационным, а с энергетическим аспектом геодиагностики. Поэтому геодиагностики, независимо от их частоты, необходимо поставить в связь с конкретными геофизическими (в широком смысле этого слова) явлениями. Циклическость сама по себе, без энергетических превращений, ничего не говорит. Несмотря на то, что имеется ряд удачно и детально составленных временных шкал, где упорядочены и охвачены все жизненно важные для планеты циклы, не ясны области их использования, на их основе трудно сделать какое-нибудь предположение. В этой связи Д.В.Наливкин отмечает: "Мы, стратиграфы, не знаем, что с ними делать, куда их девать?". В поисках геофизической основы циклическости следует

их классификацию провести на основе их энергоёмкости и структуре ее затрат, т.е. исходить нужно из соотношения сохранения энергии и вещества. В частности, например, определить механизм, при помощи которого можно переключать часть "постоянно" поступающей энергии на нужды периодического изменения трансгрессий и регрессий, на собственные нужды, т.е. на сохранение своего состояния, на диссипации и т.д. Важно учесть характеристики (мощность, интенсивность, стационарность, периодичность и т.д.) источника энергии, который питает (порождает) и контролирует постоянно текущие периодические геологические изменения. И это нужно сделать для каждого уровня организации. Факторы (причины, силы), под влиянием которых порождается и сохраняется геоцикличность, могут оказаться разными и непостоянными во времени. Они выполняют роль параметров для исходной геоцикличности и представляют собой регулярные периодические геологические изменения, протекающие, однако, более медленно. Так, например, факторами, контролирующими циклическую седиментацию, являются тектонические, эвстатические, климатические и, быть может, обстановки седиментации. Все эти факторы проявляются в тесной связи и взаимодействии и порою бывает трудно решить вопрос о том, какой из них является ведущим, доминирующим. Необходим специальный анализ и большая работа по раскрытию всех этих связей. Тектогенез как фактор, порождающий седиментацию, порождает циклическое изменение более низкой частоты, чем седиментогенез. В целом цикличность — явление глобальное, и причина ее также должна быть глобальной.

По своей структуре и специфике циклические изменения, наблюдающиеся на разных уровнях организации (широком диапазоне частот), поразительно похожи друг на друга. В чем они проявляются? Во-первых, во всех случаях на периоды мелкого масштаба накладываются периоды более крупного масштаба, а на последние — еще более крупные. Вложенность циклов друг в друга, образование каждого цикла из систем циклов низшего порядка (высокой частоты) — важная закономерность проявления цикличности. Во-вторых, циклы, независимо от их частоты, могут удлиняться или укорачиваться в соответствии с изменениями той среды, в которой они протекают.

Как уже отмечалось, цикличность факторов среды является более низкочастотной, чем цикличность явлений, порожденных этими факторами и протекающих в данной среде. Указанные связи и соподчиненность как временная, так и пространственная, видимо, не носят линейный характер.

Переходим теперь к обсуждению математических методов, используемых при анализе геоцикличности. Ограничимся случаем, когда предполагается, что они представляются синусоидальными колебаниями. В современной математике есть множество средств для анализа периодических явлений. Наиболее распространенными являются: анализ Фурье, спектральные и корреляционные методы и т.д. Разложение по гармонике часто оказывается очень удобным при изучении периодических явлений. Иногда встает вопрос о том, насколько "реальны" эти составляющие. Здесь все зависит от точки зрения. В одних случаях существенна действительная форма функции, так как она несет физическую или геологическую информацию (например, релаксационные колебания), и дальнейший анализ этой функции не нужен. В других случаях можно считать, что высокочастотные компоненты существуют независимо. Анализ Фурье совершенно естественно приводит к понятию спектра в качестве характеристики функции. И поскольку гармоники в разложениях являются синусоидальными и имеют единственное значение частоты, получившийся спектр оказывается линейчатым. Методы Фурье оказываются удовлетворительными только для чисто периодических функций. Если же периодический сигнал замаскирован случайными компонентами, как это часто бывает в геологических процессах, то эффективность этих методов недостаточна. В общем, анализ Фурье позволяет определить средние значения и тенденции, но не внутреннюю структуру цикличности. Для этого необходимы иные методы.

Проявившийся за последние годы интерес к исследованию случайных функций привел к пересмотру методов обнаружения периодичности. Случайную функцию можно рассматривать как суперпозицию бесконечного числа синусоидальных функций, сколь угодно мало отличающихся по частоте, с независимыми и случайными фазами. Таким образом, спектр случайного процесса непрерывный, в отличие от линейчатого спектра периодических функций. Наши методы анализа пригодны только для функций, характеристики которых не меняются во времени. Если, например, мы предполагаем, что колебания постепенно затухают за время наблюдения, этого нельзя выявить методами статистического анализа. Мы определим только средние значения величин за время наблюдения. Обычный подход к ситуации такого рода заключается в том, чтобы разделить функцию на две или более части и искать среднее значение для каждой части в отдельности. Имеются методы, с помощью которых можно более или менее хорошо

исследовать такие нестационарные функции. При этом временная зависимость характеристик становится более заметной. Однако это еще не есть метод анализа. В геологических исследованиях часто приходится сталкиваться с нестационарными функциями; это обстоятельство, наряду с малым объемом многих записей, свидетельствует о необходимости проведения в этих случаях особо тщательного анализа.

В большинстве статистических работ предполагается, что все встречающиеся распределения являются гауссовыми. И на самом деле, именно по этому закону распределено значительное число физических величин. При небольших отклонениях от гауссовых распределений применимы многие статистические методы. Они приводят лишь к незначительным ошибкам. Следует особо отметить, что некоторые геологические процессы описываются функциями с необычным распределением и на них следует обращать специальное внимание при анализе (иногда приходится использовать логарифмическую шкалу и т.д.).

Случайную функцию, как уже отметили, можно рассматривать как совокупность синусоидальных функций, и поэтому можно было бы определить, что в этом случае будут пригодны методы анализа Фурье. Однако они оказываются весьма неудовлетворительными, так как статистическая ошибка не может быть сделана меньше некоторой конечной величины независимо от времени наблюдения. Большую ценность для анализа случайных функций представляет автокорреляционный метод. Сущность его состоит в том, чтобы сдвинуть функцию на время τ и сравнить с исходной, найти произведение соответствующих ординат этих двух кривых во всех точках. Ее средний уровень за длительное время называется автокорреляционной функцией времени сдвига τ . Математически автокорреляционная функция $f(\tau)$ функции $f(t)$ определяется следующим образом:

$$f(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T f(t) \cdot f(t - \tau) dt$$

где τ — сдвиг, а T — полное время наблюдения. Наибольшего значения она достигает, когда кривые совпадают, т.е. при $\tau = 0$. Для больших значений τ — величина f стремится к 0 (кроме тех случаев, когда у исследуемой случайной функции есть постоянная составляющая).

Если изучаемая функция содержит наряду с периодической случайную компоненту, то автокорреляционный метод оказывается удобным для их разделения. При выделении периодической компоненты

может быть использована автокорреляционная функция, у которой периодичность видна непосредственно. Однако, если периодическая функция имеет и негармонические частоты (не являющиеся целыми, кратными низким), то могут быть затруднения при интерпретации результата. Тем не менее, на основе известных теорем из теории случайных функций расчеты можно довести до конца. В этом случае более удобен метод анализа, основанный на использовании взаимно-корреляционных функций, получающихся в результате сравнения данной функции с периодической функцией ожидаемой частоты (как и в методе Фурье). Этот метод удобен тем, что вместо сравнения двух смешанных функций, в каждой из которых периодичность замаскирована шумами, производится сравнение с неискаженной периодической функцией.

Необходимо отметить, что в целом ряде случаев по разным причинам прямые методы анализа не дают требуемых результатов — либо потому, что данные недостаточно точны или не удовлетворяют необходимым условиям (например, распределению Гаусса), либо потому, что они не являются стационарными. В подобных ситуациях используются качественные методы (например, фильтрация, метод скользящего среднего, использование распределения нулей и т.д.), которые хотя и не приводят к точным результатам, однако могут быть полезными.

В заключение следует отметить, что, несмотря на универсальность и полезность всех приведенных методов, слабым местом их является то, что они недостаточно эффективно учитывают марковский характер геопериодичности. Видимо, по этой же причине во многих случаях результаты простого спектрального анализа не имеют явного геологического смысла. Анализ таких процессов проводится в рамках теории марковских процессов. Однако, по всей вероятности, стоящая перед нами проблема намного сложнее: вопрос заключается в построении системы (математической, физической), поведение которой во времени, в заданной среде породило бы свойства, аналогичные вышеприведенным общим свойствам цикличности.

С о д е р ж а н и е

Стр.

Решение конференции "Математические методы при анализе цикличности в геологии"	3
Афанасьев С.Л. Определение геологического возраста по наноциклитам	6
Карогодин Ю.Н., Леонтьев В.И., Букреева Г.Ф. Исследование породно-слоевых ассоциаций неогеновых моласс Ферганской впадины методами системно-структурного и статистического анализов на примере района Таш-Кумыр	26
Одесский И.А., Айнемер А.И. Результаты и перспективы применения математических методов в седиментационной цикличности	32
Афанасьев С.Л., Афанасьева М.С. Мега-, макро-, мезо-, микро-, нано- и пикоциклиты на примере мезозойско-кайнозойских отложений Большого Кавказа	36
Сергеев В.А. О поиске перспективных слоистых толщ и их корреляции на основе формального задания, описания и сопоставления колонок	53
Аларин В.П., Киселев В.М., Гошко Е.Ю. Выделение мегациклов с помощью спектрального анализа	57
Лайкам В.М., Валитов М.З., Павлов В.П. Цикличность осадконакопления в карбонатном разрезе Башкирии и ее влияние на формирование продуктивных отложений	63
Байнберг Я.М. Оценки переходных вероятностей Марковской модели цикличности по данным каротажа	70
Никишин А.В., Никишин В.И. Математические методы обработки материалов скважинной геофизики при изучении седиментационной цикличности	75
Одесский И.А. О различных аспектах рассмотрения седиментационной мезоцикличности	80
Курячий Ю.И., Усиков Ю.Т., Смирнов Л.А. Результаты графо-аналитического моделирования при оценке приуроченности конкреций к центральным частям циклов седиментации	94

Лукьянов А.В., Шерба И.Г., Зиньков В.В. Образование ритмично построенных толщ в результате возникновения автоколебательной системы в бассейне седиментации	99
Шерба И.Г. Этапы образования олистостромов в кайнозое альпийской складчатой области	107
Кригер Н.М. О террасовых рядах	113
Середин Б.П. Механизм цикличности геологических процессов	119
Шаевич Я.Е. Цикличность субазральных отложений	125
Тараканов А.С. Многомерный количественный анализ цикличности угленосных отложений	128
Усиков Ю.Т. Графо-аналитическое моделирование при оценке латерального изменения состава и мощности угленосных циклотем (на примере угольных пластов).....	132
Садоян А.А., Сарафян Н.Е. Некоторые математические закономерности геологической цикличности флишевой формации верхнего мела-палеогена Армянской ССР	137
Алексеев В.П., Коростелева Н.Г. Моделирование седиментационных процессов (цикличности) на примере Южно-Якутских угленосных отложений	141
Смирнова А.С. Уровни организации вещества	144
Маховская Л.Г. Циклы складкообразования – время и место проявления	149
Жегалова Г.В. Цикличность в развитии геосинклинальной системы Камчатки	153
Филина С.И. Цикличность и нефтегазоносность юрских отложений Западной Сибири	159
Нейман В.Б. О причинах ритмичности в природе, геологические и физико-математические аспекты	165
Лесонтьев Г.И. О седиментационной полицикличности метасадочных образований рифея Северо-Байкальского и Патомского нагорий	167
Сарафян Н.Е. О природе и математических методах исследования гецикличности	171

Подписано к печати 06.12.83. Л-95587.
Усл.п.л. 11,25. Усл. кр.-отт. 11,38. Уч.-изд.л. 9,98.
Зак. 452. Тираж 520 экз. Цена 1 р. 50 к.

Офсетное производство типографии №3
издательства "Наука"
Москва К-31, ул.Жданова, 12/1.

1 р. 50 к.

4290