

Синергетическая тектоника. 2.

Тектоническая таксономия глобальных цикличностей

© *И. В. Карпенко, 2012*

ДП «Науканафтогаз» НАК «Нафтогаз України», Киев, Україна

Поступила 19 июля 2011 г.

Представлено членом редколлегии В. И. Старостенко

До тектонічних таксонів віднесено циклічності Вільсона, Штілле, галактична. Період Вільсона пов'язаний з періодичністю зміни положення осі обертання Землі, ним визначається циклічність (з періодом приблизно 200 млн років) розкриття та закриття океанічних систем. Т-фази Штілле накладаються на період Вільсона, пришвидшуючи чи сповільнюючи перебіг тектонічного процесу. Вони формують чітко виражені в седиментаційних басейнах осадові комплекси (серії), такі як ларамійська, сімферопольська, майкопська, баденська для палеоген-неогенового віку. Те саме стосується і галактичного періоду із значенням 1,24 млн років, який проявляє себе через зміну біоти у величині середньої тривалості (приблизно 2,48 млн років) такого палеонтологічного стратону, як ярус.

Періодом Вільсона визначають тектонічний таксон, названий Т-стадією, яку поділяють на Т-епохи, а останні на Т-фази. Природу Т-епохи із середньою тривалістю приблизно 45 млн років вважають не тектонічною, а кліматичною, яка пов'язана із періодичністю проходження Сонячної системи через більш ущільнені рукави Галактики. Однак оскільки тривалість Т-епохи приблизно дорівнює сумарній тривалості трьох Т-фаз Штілле, то в практичному змісті зручним є введення таксона Т-епоха у загальну схему тектонічної таксономії. Для мезо-кайнозою виділено та описано п'ять Т-епох — ранньокімерійську, пізньокімерійську, ранньоальпійську, середньоальпійську та пізньоальпійську.

Дрібніші таксони (цикліти, окремі шари), що входять до складу ярусу, вже не мають глобального і навіть регіонального поширення. Вони визначаються переважно геоморфологічними особливостями будови басейну в досліджуваній точці (наявності, продуктивності та віддаленості джерела постачання осадового матеріалу, перепадами висот рельєфу тощо). На цьому рівні тектонікою створюються лише умови для утворення та реалізації седиментаційного процесу.

Wilson, Shtille and Galactic cyclicities are relevant to tectonic taxons. Wilson period is related to periodicity of change of the rotation axis of the Earth, it determines the cyclicity (with the period of approximately 200 million years) of opening and closing oceanic systems. T-phases of Shtille superimpose Wilson period accelerating or slowing down tectonic process. They form sedimentary complexes (series) clearly manifested in sedimentary basins, such as, for example, laramian, simferopolian, maikopian, badenian ones of Paleogen-Neogen age. The same is true for galactic period with 1,24 million years as well, manifesting itself through changes of biota in sense of average duration (2,48 million years approximately) of such a paleontologic straton as a layer.

Tectonic taxon, (called T-stage and subdivided in its turn into T-epochs and those ones into T-phases) is determined by Wilson period. The nature of T-epoch with average duration approximately 45 million years is not determined as tectonic but as climatic one related to periodicity of the Solar system passing through more compacted Galaxy arms. But as far as the duration of T-epoch is approximately equal to total duration of three T-phases of Shtille, so in practical meaning it becomes convenient introduction of taxon T-epoch in the general scheme of tectonic taxonomy. For Meso-Cenozoic five T-epochs were subdivided and described — Early-Cimmerian, Late-Cimmerian, Early-Alpine, Middle-Alpine and Late-Alpine.

Smaller taxons (cyclites, separate layers), involved into the layer do not already have global or even regional distribution. They are mainly determined by geomorphologic features of the basin structure in the studied site (presence, productivity and remoteness of the source of sedimentary material supply, differential of heights of relief and others). At this level only conditions for realization of sedimentary process are only produced by tectonics.

Тектоническая таксономия как следствие самоорганизации процесса структурообразования. Современное положение проблемы классификации наблюдаемых цикличностей в тектонической и климатической жизни Земли продемонстрируем следующей цитатой [Добрецов, 2010, с. 762]: «Важной особенностью динамики Земли является периодичность (цикличность) эндогенных процессов, включающих наиболее длительные циклы от «Пангеи до Пангеи» (600—700 млн лет), циклы Вильсона от открытия до закрытия океанов (300—900 млн лет), затем сопряженные циклы с периодами 30, 60, 90, 120 млн лет, определяемые активностью плюмов, и, наконец, цикличность осадконакопления и изменения биосферы, определяемые циклами Миланковича 100, 41 и 19 тыс. лет... С учетом интерференции и короткопериодных изменений солнечной активности (22, 100, 1000 лет) выделяется более 12 мод периодичности со сложными и нелинейными (неаддитивными) эффектами их взаимодействия, что определяет высокую сложность геодинамических задач и прогнозов».

Если ограничиться рассмотрением глобальных тектонических периодичностей, исключив климатические циклы Миланковича и циклы, связанные с изменением солнечной активности и не имеющие тектонических следствий, то останутся в качестве тектонических циклы: ...от «Пангеи до Пангеи» (600—700 млн лет); Вильсона от открытия до закрытия океанов (300—900 млн лет); сопряженные с периодами 30, 60, 90, 120 млн лет» [Добрецов, 2010, с. 762].

С нашей точки зрения, прогресс в исследовании этой проблемы требует более четкого разделения понятий «период» и «цикл». В работе [Карпенко, 2012] определена физическая сущность таких тектонических периодов, как период Вильсона с длительностью примерно 400 млн лет, Штилле (15 млн лет) и галактический (1,24 млн лет). Тектонический цикл — это определенная последовательность периодов одной природы, на протяжении которой реализуется какой-то геологический процесс, имеющий условно заверченный характер. Например, цикл Вильсона — это последовательность конечного числа периодов Вильсона, обеспечивающая формирование, например, континентальной окраины от стадии зарождения океанической коры до образования коры континентального типа. Цикл Штилле состоит из конечного числа периодов Штилле (как правило, трех), достаточных для завершения таких

геологических процессов, как раскрытие задуговых окраинных морей. С циклом Штилле коррелируется понятие тектонической (Т) эпохи. В мезо-кайнозой это ранне- и позднекиммерийская, ранне-, средне- и позднеальпийская Т-эпохи [Карпенко, 2009].

Нами сделана попытка показать, что с помощью трех тектонических периодов (Вильсона, Штилле и галактического) может быть объяснено, по-видимому, большинство из наблюдаемых глобальных тектонических цикличностей. Поскольку период Вильсона связан с периодичностью изменения положения оси вращения Земли, им определяется периодичность раскрытия и закрытия океанических систем. Каждому периоду соответствует определенный этап развития океанической системы или континентальной окраины — дивергентный, конвергентный или коллизионный. Совокупность названных этапов составляет цикл Вильсона. Т-фазы Штилле имеют подчиненное значение, они накладываются на указанные выше процессы, убыстряя или замедляя их протекание. То же касается и галактического периода со значением 1,24 млн лет. Он накладывается на периоды Вильсона и Штилле, интерферирует с ними, еще более усложняя наблюдаемую суммарную тектоническую периодичность в тектоносфере Земли. Тем не менее, как показано в работе [Карпенко, 2004б], галактический период проявляется в значении средней длительности такого широко используемого стратона, как ярус. Период Вильсона делится на Т-эпохи, а последние на Т-фазы.

Тектонические стадии. Выделение Т-стадий (рис. 1) базировалось на следующих основных положениях [Карпенко, Приходченко, 2009].

1. Всплески рифтообразования в геологической истории Земли совпадают с границами Т-стадий.

2. Смена одной стадии другой связана с периодической ортогональной сменой оси собственного вращения Земли, а эта смена синхронизируется переменным гравитационным полем Вселенной с частотной составляющей примерно 400 млн лет, определяемой особенностями дискретного строения Вселенной; каждый полупериод этой составляющей устанавливает протяженность Т-стадии и, соответственно, периодичность раскрытия океанических систем Земли.

3. Длительности Т-стадий с течением геологического времени увеличиваются, что связано с расширением Вселенной, поскольку временная длительность Т-стадий определяется

Т-стадии			Складчатость, относящаяся к Т-стадии
Начало, млн лет	Продолжительность, млн лет	Геологический возраст	
32,5	210,50	Средняя юра-четвертичный	Альпийская
-178,00	207,75	Поздний девон-ранняя юра	Герцинская
-385,75	205,00	Кембрий-средний девон	Каледонская
-590,75	202,25	Поздний неопротерозой	Байкальская
-793,00	199,50	Ранний неопротерозой	Гренвильская
-992,50	196,75	Поздний мезопротерозой	Свеконорвежская
-1189,25	194,00	Средний мезопротерозой	Готская
-1383,25	191,25	Ранний мезопротерозой	Свекофенская
-1574,50	188,55	Поздний палеопротерозой-2	Позднекарельская
-1763,00	185,75	Поздний палеопротерозой-1	Раннекарельская
-1948,75	183,00	Средний палеопротерозой	Эбурнейская
-2131,75			

Рис. 1. Тектонические (Т) стадии и их соответствие складчатостям Западной Европы.

расстоянием между стенками ячеек Вселенной [Карпенко, 2004а,б].

Согласно работе [Зоненшайн, 1993], всплески проявления континентального рифтогенеза зафиксированы между ранним и поздним вендом, в начале девона, в начале юры. В геологическом времени — это приблизительно 590, 386 и 178 млн лет назад [A Geologic..., 1989]. В соответствии с приведенными данными, средняя продолжительность стадии в фанерозое равна $(590 - 178) / 2 = 206$ (млн лет). Результаты определения времени начала каждой Т-стадии, ее продолжительности и геологического возраста представлены на рис. 1 [Карпенко, Приходченко, 2009].

Поскольку каждая стадия содержит две подстадии — геосинклинальную и орогенную, то складчатости (орогении) должны соответствовать второй половине временного интервала

стадии. Однако в данном случае важно то, что количество определенных стадий и количество складчатостей совпадают, особенно для последних 1500 млн лет, где точность установления как тех, так и других выше. Это свидетельствует в пользу достоверности полученного ряда Т-стадий, который и представляет собой основную временную закономерность в теории рядов тектоностадий.

В геологической практике исследованы альпийская, герцинская, каледонская и байкальская складчатости. В мобилистской теории складчатостям уделяется меньше внимания. Возможно, не в последнюю очередь это объясняется тем, что, согласно мобилистской концепции, часть континентальной окраины, сформированная на протяжении Т-стадии, практически не сохраняется, уничтожаясь в процессе конвергенции (закрытия океана) и

проявляется в конечном строении континентальной окраины только в виде сутуры — узкой и протяженной полосы орогена, либо в виде шовной зоны подобной плоскости глубинного регионального разлома [Юдин, 2001, 2008].

В тектонике рядов тектоностадий (ТРТ) каждой стадии соответствует часть сформированной на ее протяжении континентальной окраины, которая на следующих Т-стадиях частично уничтожается или видоизменяется, а оставшаяся часть претерпевает дальнейшие изменения, рассмотренные ниже (циклы Вильсона).

Тектонические (климатические?) эпохи.

Отметим, что к настоящему времени не предложено физического механизма, объясняющего природу образования такого стратона, как Т-эпоха. Возможно, что его образование связано с особенностями организации конвекционных ячеек в каких-то частях мантии и литосферы, т. е. с особенностями процесса перетекания вещества в них, либо с прохождением Солнечной системы через уплотненные рукава Галактики, расстояние между которыми вдоль солнечной орбиты в среднем сравнимо с длительностью Т-эпохи (примерно 45 млн лет). Это влияние обусловлено усилением интенсивности бомбардировки Земли космическими телами (метеоритно-астероидные бомбардировки), вследствие чего изменяется климатическая и, соответственно, биологическая жизнь планеты. Однако сопровождающие климатические изменения трансгрессии и регрессии Мирового океана создают иллюзию изменения в протекании тектонических процессов. Согласно [Хаин, 2010], в течение фанерозоя эволюция биологической жизни происходила очень неравномерно и периодически не менее 10 раз прерывалась эпизодами резкого обновления в результате вымирания прежней биоты и расцвета новых ее групп. Особенно резкими такие события были на рубеже перми и триаса, мела и палеогена и т. д. Разделив временную длительность фанерозоя (650 млн лет) на число таких обновлений биоты, получим примерно те же 45 млн лет для протяженности Т-эпохи. Таким образом, есть основания считать природу Т-эпох климатической, вероятнее всего, связанной с периодичностью прохождения Солнечной системы через рукава Галактики.

На схеме тектонической стратификации континентальной окраины южной части Восточно-Европейской платформы (рис. 2) для мезо-кайнозоя с выделением Т-эпох и Т-стадий видно, что раннекиммерийская эпоха ($T_3—J_1$)

принадлежит к стадии раскрытия (дивергентной) Тетиса (рис. 2). Позднекиммерийская ($J_2—Neo_1$) и раннеальпийская ($Neo_2—San_1$) Т-эпохи — это эпохи образования рифтовых задуговых бассейнов в пределах Северо-Черноморско-Азовского сегмента Скифской плиты. Они приурочены уже к стадии закрытия Тетиса. На протяжении среднеальпийской ($San_2—Eoc$) эпохи задуговые рифтовые бассейны здесь не образовывались, хотя имели место в восточной части Черного моря, в связи с чем указанная эпоха названа эпохой относительного тектонического покоя.

Позднеальпийскую ($Oli—Q$) эпоху можно характеризовать как эпоху синорогенного прогибания, когда на фоне интенсивного образования орогенов Крыма и Большого Кавказа происходило столь же интенсивное термальное погружение Индоло-Кубанского прогиба и Черноморской впадины, но уже не как рифтовых впадин, а термальных — вследствие охлаждения и опускания мантийного диапира. Полагаем, что рифтовый режим, наоборот, характеризуется разогревом и поднятием мантийного диапира.

На примере континентальной окраины юга Украины ниже кратко описаны Т-эпохи, согласно данным [Карпенко, 2009].

Раннекиммерийская (поздний триас — ранняя юра) Т-эпоха. Временной диапазон 223—178 млн лет. К этой эпохе приурочены три Т-фазы — акийоши (223 млн лет), древнекиммерийская (208), донецкая (193), и на ее протяжении сформировались отложения таврийской серии. Основные характеристики Т-эпохи: 1) максимум магматизма отмечается на протяжении Т-фазы акийоши в нории (223,4—209,5 млн лет); 2) максимум розчлененности рельефа — в норийско-геттангское время (223,4—203,5 млн лет), раннекиммерийская складчатость; 3) окраинно-континентальный (еще не задуговой) рифтогенез привел к образованию рифтового бассейна на месте современного Горного Крыма, который в процессе дальнейшей эволюции превратился в островную вулканическую дугу с продолжением в виде Феодосиевского выступа Горного Крыма и Анапского выступа Большого Кавказа.

Позднекиммерийская (средняя юра — ранний неоком) Т-эпоха. Временной диапазон 178—132 млн лет. Имели место три Т-фазы — позднекиммерийская (178 млн лет), агасицкая, или адыгейская (159 млн лет), и андская (146 млн лет). Основные характеристики Т-эпохи: 1) первый максимум субдукцион-

Время, млн лет	Возраст Т-фазы	Т-фаза	Этапы цикла Вильсона	Название Т-эпохи
0	Pli			
5	Mio3	Аттическая (6,7)	Э Т Е И С А	Позднеальпийская (с наложенными бассейнами синорогенного рифтинга)
10	Mio2	14,8		
15	Mio1	Савская (21,5)		
20	Oli	13,9	О Л И	Среднеальпийская (тектонического покоя без создания задуговых бассейнов)
25	Oli	Пиринейская (35,4)		
30	Eoc 3	13,6	Е О С	Раннеальпийская (с созданием задугового бассейна)
35	Eoc 2	Симферопольская* (49)		
40	Eoc 1	17		
45	Pal 1	Ларамийская (66)	З А К Р И Т Ы Й	Раннеальпийская (с созданием задугового бассейна)
50	Ma	17		
55	San	Субгерцинская (83)		
60	Alb	16	К О Н В Е Р Г Е Н Т Ы Й	Позднекимммерийская (с созданием задугового бассейна)
65	Alb	Австрийская (99)		
70	Apt	16		
75	Apt	Альбская* (115)	К О Н В Е Р Г Е Н Т Ы Й	Позднекимммерийская (с созданием задугового бассейна)
80	Apt	16,8		
85	Brm	Ога (131,8)		
90	Ver	13,8	К О Н В Е Р Г Е Н Т Ы Й	Позднекимммерийская (с созданием задугового бассейна)
95	J ₃	Андская (145,6)		
100	J ₃	13,4		
105	J ₂	Агассицкая (159) (Адыгейская)	К О Н В Е Р Г Е Н Т Ы Й	Позднекимммерийская (с созданием задугового бассейна)
110	J ₂	19		
115	J ₁	Позднекимммерийская* (178)		
120	J ₁	15	Р А Н Н Е К И М М Е Р И Й С К А Я	Раннекимммерийская (таврийская)
125	J ₁	Донецкая (193)		
130	J ₁	15		
135	J ₁	Древнекимммерийская (208)	Р А Н Н Е К И М М Е Р И Й С К А Я	Раннекимммерийская (таврийская)
140	J ₁	15		
145	J ₁	Акийоши (223,4)		
150	J ₁	12	Д И Р Г Е Н Т Ы Й	Раннекимммерийская (таврийская)
155	J ₁	Лабинская (235)		
160	J ₁	12		
165	J ₁		Д И Р Г Е Н Т Ы Й	Раннекимммерийская (таврийская)
170	J ₁			
175	J ₁			
180	J ₁		Д И Р Г Е Н Т Ы Й	Раннекимммерийская (таврийская)
185	J ₁			
190	J ₁			
195	J ₁		Д И Р Г Е Н Т Ы Й	Раннекимммерийская (таврийская)
200	J ₁			
205	J ₁			
210	J ₁		Д И Р Г Е Н Т Ы Й	Раннекимммерийская (таврийская)
215	J ₁			
220	J ₁			
225	J ₁		Д И Р Г Е Н Т Ы Й	Раннекимммерийская (таврийская)
230	J ₁			
235	J ₁			
240	J ₁		Д И Р Г Е Н Т Ы Й	Раннекимммерийская (таврийская)
245	J ₁			
250	J ₁			

Рис. 2. Тектоническая стратификация Черноморско-Азовского сегмента Скифской плиты для мезо-кайнозой (с использованием данных работы [Никишин, 2004]). Звездочкой обозначены прогнозные Т-фазы.

ного магматизма зафиксирован на протяжении позднекимммерийской Т-фазы в байосе (173,5—166,1 млн лет); 2) максимум розчлененности рельефа — в период с позднего аалена—байоса до раннего келловоя (175—60 млн лет), позднекимммерийская складчатость; 3) второй максимум субдукционного магматизма отмечен на протяжении агассицкой Т-фазы в оксфорде—киммеридже (157,1—152,1 млн лет); 4) раскрытие позднекимммерийского задугового бассейна; современное положение восточной части этого бассейна — северная часть Восточно-Черноморской впадины (другое название — Прикерченский шельф), Индольский прогиб, вся территория Керченского полуострова.

Раннеальпийская (поздний неокон—нижний сантон) Т-эпоха. Временной диапазон 132—83 млн лет. Имели место Т-фазы: Ога (132 млн лет), альбская (115 млн лет), австрийская (99 млн лет), сформировались отложения в объеме от баррема до нижнего сантона. Основные характеристики Т-эпохи: 1) отсутствие или низкая степень магматизма на протяжении Т-фазы Ога; 2) максимум субдукционного магматизма и максимум расчлененности рельефа на протяжении альбской Т-фазы, раннеальпийская складчатость; 3) раскрытие Каркинитско-Северо-Крымско—Северо-Азовского задугового бассейна (позднекимммерийского).

Среднеальпийская (поздний сантон — эоцен) Т-эпоха. Временной диапазон 83—35 млн лет. Установлены Т-фазы: субгерцинская (83 млн лет), ларамийская (66 млн лет), симферопольская (49 млн лет). Основные характеристики Т-эпохи: 1) максимум магматизма отмечается на протяжении субгерцинской Т-фазы в кампане; 2) максимум расчлененности рельефа — с середины сенона (~83 млн лет) до конца палеоцена—начала эоцена (56,5 млн лет), среднеальпийская складчатость; 3) инверсионные процессы происходили в конце симферопольской Т-фазы, предмайкопская инверсия (среднеальпийская орогенция).

Для юга Украины эта эпоха не связывается с образованием отдельного задугового осадочного бассейна, т. е. она является эпохой относительного тектонического покоя, переходной между периодом формирования двух систем задуговых бассейнов протяженностью в 95 млн лет (178—83) и эпохой синорогенного рифтинга, начавшейся 35 млн лет тому (с олигоцена).

Позднеальпийская (олигоцен—четвертичная) Т-эпоха. Временной диапазон 35—0 млн лет. Имели место Т-фазы: пиринейская (35 млн лет

назад), савская (21,5 млн лет назад) и аттическая (6,7 млн лет назад). Основные характеристики Т-эпохи: 1) максимум расчлененности рельефа на протяжении пиренейской Т-фазы, позднеальпийская складчатость; 2) образование объединенного осадочного бассейна термального погружения в режиме синорогенного рифтинга на месте позднекиммерийского и раннеальпийского задуговых бассейнов; 3) инверсионная орогения на протяжении аттической Т-фазы (позднеальпийская орогения).

В сравнении с предыдущей позднеальпийская Т-эпоха является тектонически активной, но ее активность существенно отличается от активности киммерийских, а также раннеальпийской Т-эпох. На протяжении указанных эпох преобладали горизонтальные тектонические силы, связанные с закрытием Тетиса, поэтому имели место образование задуговых осадочных бассейнов и субдукционная орогения. В течение позднеальпийской Т-эпохи задуговые бассейны не формировались, а процессы орогения и существенного углубления Черноморской впадины и Индоло-Кубанского прогиба были связаны с вертикальными тектоническими силами, обусловленными охлаждением и опусканием мантийного диапира под Черноморским регионом.

Горизонтальные же перемещения осадочных толщ представляли собой гравитационно-оползневые дислокации — олистостромы, возникшие вследствие больших перепадов высот в рельефе на границе погружающейся Черноморской впадины и растущих в это же время Крымского орогена и инверсного поднятия на месте позднекиммерийского задугового бассейна — Керченского полуострова.

Общая тенденция в проявлении горизонтальных и вертикальных тектонических сил выглядит следующим образом. С течением времени (от эпохи к эпохе) интенсивность процессов углубления и магматизма ослабевала, а амплитуды инверсии возрастали. Так, для позднекиммерийской и раннеальпийской Т-эпох преобладали процессы углубления при небольших инверсиях, тогда как для средне- и позднеальпийской эпох большую роль играли инверсионные процессы.

Для среднеальпийской Т-эпохи это предмайкопская (предолигоценная) инверсия, для позднеальпийской — еще более сильная миоцен-четвертичная. Наоборот, значение латеральных сил имеет обратную тенденцию: максимально они проявились при образовании и закрытии задуговых бассейнов (поздне-

киммерийского и раннеальпийского). Однако ввиду отсутствия или малой амплитуды инверсионного процесса — как пред условия для возникновения надвигов — развитие надвиговых процессов и в то время было ограниченным.

В среднеальпийскую эпоху тектонического покоя и позднеальпийскую эпоху синорогенного рифтинга латеральные силы не проявлялись или же были небольшими. Например, надвиги с латеральной амплитудой до 1,0—1,5 км можно наблюдать по сейсмоструктуре в районе формирования горст-антиклиналей (типа Голицынской); их образование объясняется снятием напряжений сжатия вследствие поднятия горста над смежными участками (среднеальпийская Т-эпоха). О горизонтальных сдвигах осадочных толщ в позднем неогене—четвертичном периоде, как о проявлении гравитационно-оползневой тектоники, говорилось выше.

Тектонические фазы. Средняя продолжительность времени между Т-фазами Штилле обусловлена метагалактическим периодом и равна примерно 15 млн лет. Разброс временных действительных значений между Т-фазами относительно среднего значения обусловлен, в основном, интерференцией метагалактического периода с галактическим, имеющим период 1,24 млн лет. Относительные амплитуды обеих периодичностей неизвестны, хотя, исходя из общих соображений, амплитуда галактической периодичности может быть на порядок меньше амплитуды метагалактической, что соотносится с массами галактики и массой группы галактик. Поэтому периодичность Т-фаз должна определяться метагалактической периодичностью со средним периодом 15 млн лет.

Каждая эпоха состоит из Т-фаз. Если речь идет о рифтовой Т-эпохе, то с определенной долей условности можно принять, что на протяжении первой Т-фазы реализуется предрифтово-рифтовый режим развития, второй — рифтово-синеклизный, третьей — синеклизно-платформный. В любом случае Т-фазам начала Т-эпохи присущи режимы усиленного погружения впадины, тогда как Т-фазы конца Т-эпохи характеризуются успокоением и усилением инверсионных процессов, в том числе горообразованием.

На данном этапе изучения проблемы можно считать, что Т-фаза — наименьший таксон, который еще всецело определяет тектоническую жизнь планеты и проявляется в осадочном разрезе в виде отдельных осадочных серий — ларамийской, симферопольской, майкопской, баденской для палеоген-неогенового возрас-

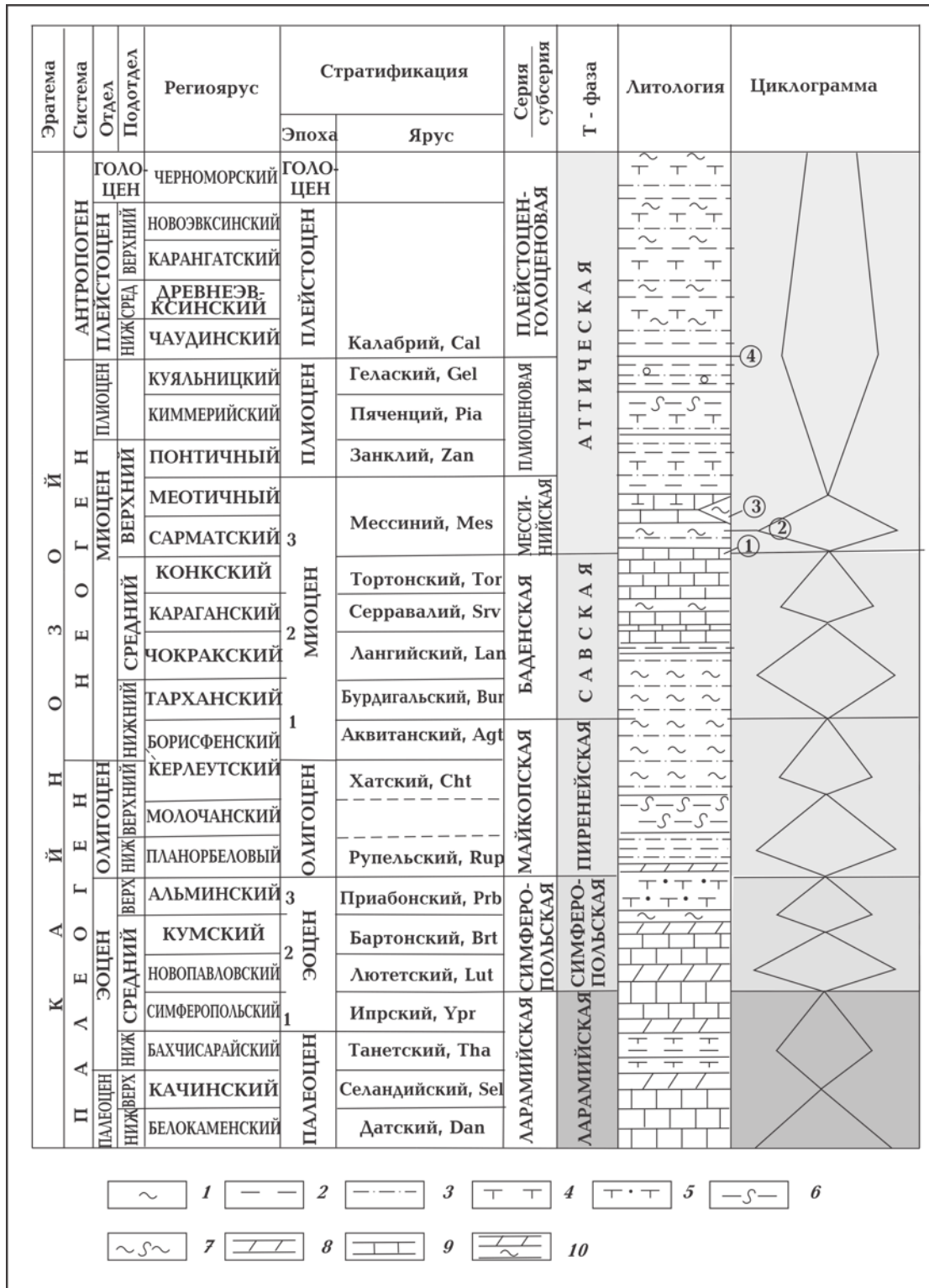


Рис. 3. Стратификация и циклограмма палеоген-неогеновых отложений с использованием работы [Гожик та ін., 2006]: 1 — мулы пелитовые; глины: 2 — бескарбонатные, 3 — бескарбонатные алевроитовые, 4 — известняковые, 5 — известняковые алевроитовые, 6 — сидеритовые, 7 — алевроиты сидеритовые, 8 — мергели, 9 — известняки, 10 — ритмит. Цифры в кружках: 1 — максимум трансгрессии в конце савской Т-фазы, начало регрессии, инициированной аттической Т-фазой; 2 — максимум предэотической регрессии, на протяжении которой сформировались преимущественно континентальные отложения сармата; 3 — рифовые известняки раннего эоценового периода; 4 — предчетвертичное (акчагыльское) погружение впадины Черного моря.

та (рис. 3). Строение более мелких таксонов, таких как ярус или горизонт, связано уже не столько с тектоникой, сколько, по-видимому, с климатическими и седиментационными условиями их формирования.

На рис. 3 приведен пример Т-стратификации для конца среднеальпийской и практически всей позднеальпийской Т-эпох. Начнем с отложений миоцена, сформированных на протяжении двух Т-фаз — савской и аттической. Савская Т-фаза занимает промежуток геологического времени от 20,5 до 7,12 млн лет, включая бурдыгальский, лангийский, серавалийский и тортонский ярусы. Если пиренейской Т-фазе соответствует майкопская серия отложений, то савской — баденская. Ларамийской Т-фазе также можно поставить в соответствие ларамийскую серию, симферопольской Т-фазе — симферопольскую серию. Другими словами, под понятием «серия» можно понимать объем отложений, сформированных на протяжении одной Т-фазы, либо осадочное отображение тектонического процесса, в общем случае Т-фазы, в геологическом разрезе. Ранее Т-фазе ставилось в соответствие понятие макрокомплекса сейсмического (МКс), под которым подразумевалось сейсмическое изображение объема отложений, сформированных на протяжении одной Т-фазы [Бабадаглы и др., 1988].

Таким образом, можно принять, что объему отложений, сформированному на протяжении одной Т-фазы, соответствует серия — как тектонический таксон, и МКс — как изображение этого же таксона в сейсмическом поле. Отдельная часть отложений серии может быть названа субсерией, или комплексом сейсмическим (Кс) при выделении на сейсмическом разрезе. На рис. 3 к субсерии отнесены отложения мессиния, плиоценовые и плейстоцен-голоценовые. Мессинию соответствуют отложения первого цикла аттической Т-фазы, плиоценовой субсерии — регрессивные отложения второго цикла этой же Т-фазы.

Характерная особенность строения объема отложений Т-фазы — ограничение сверху и снизу поверхностями палеовыравнивания, тогда как поверхности несогласия находятся внутри его. Такое выделение МКс создает значительные удобства для проведения палеотектонических и палеогеоморфологических реконструкций. Напомним, что в практике структурных палеореконовструкций применяется анализ объема отложений, заключенных между двумя поверхностями несогласия, а не выравнивания.

Для Т-эпох раскрытия задуговых бассейнов (позднекиммерийской и раннеальпийской) магматизм, как и максимальная расчлененность (складчатость) рельефа, были присущи первым двум Т-фазам, для других Т-эпох — только первой Т-фазе (раннекиммерийской и среднеальпийской). На протяжении позднеальпийской Т-эпохи не было повышенного магматизма, но в конце ее проявилась орогения (позднеальпийская). В отличие от этой орогении, повышенную расчлененность рельефа на протяжении каждой из Т-фаз, находящейся в начале Т-эпохи, предлагается называть складчатостью (ранне- и позднекиммерийской, ранне-, средне- и позднеальпийской), поскольку механизмы образования орогена и складчатости различаются. Таким образом, в начале, например, позднеальпийской Т-эпохи проявилась позднеальпийская складчатость, а в конце ее — позднеальпийская орогения. Инверсионный процесс в конце среднеальпийской Т-эпохи (предмайкопская инверсия) также попадает под определение орогении (среднеальпийской). Обе названные орогении объединяются понятием альпийской орогении.

Практическое значение имеет нахождение места каждого осадочного комплекса в вертикальном ряду осадочных комплексов, которые сформированы на протяжении одной и той же Т-эпохи, в том числе установление соответствия времени формирования осадочного комплекса рифтовому, синеклизному или платформенному этапу развития осадочного бассейна на территории исследования. Необходим учет того факта, что от начала Т-эпохи к ее концу уменьшается роль разломообразования и увеличивается амплитуда инверсионных тектонических движений, уменьшается объем клиноформных толщ в разрезе осадочного комплекса и увеличивается — покровных и т. д.

Тектонико-климатические ярусы. В тектонической истории Земли ближайшему к величине галактического периода (1,24 млн лет) значению периодичности тектонико-седиментационного процесса соответствует временная длительность яруса. Попытка отыскать эту «скрытую» периодичность во временной геологической шкале [А Geologic..., 1989] отображена на рис. 4. Проанализирована плотность распределения временной длительности яруса в фанерозое (для последних 600 млн лет). Считалось, что галактический период через влияние на Солнце изменяет климатические условия на Земле, что должно было проявиться и в частоте смены одного яруса другим.

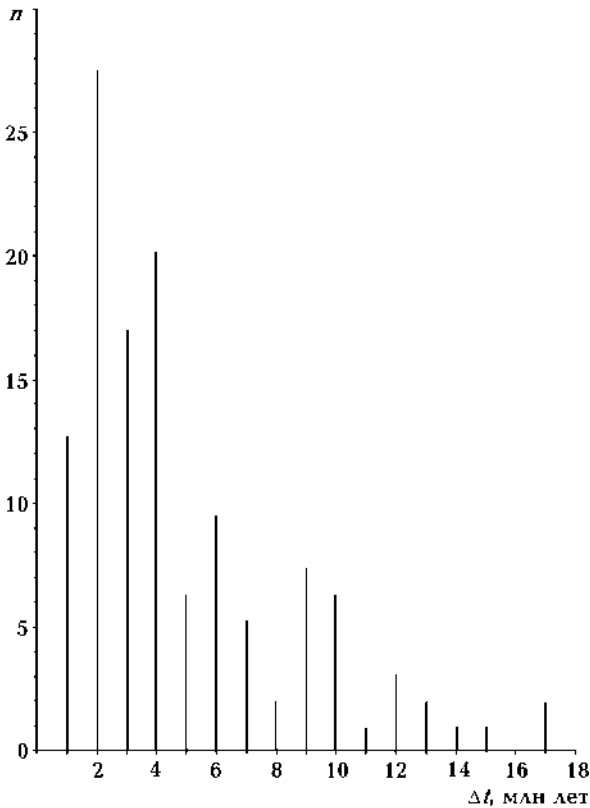


Рис. 4. Плотность n распределения временной длительности Δt ТС-яруса в фанерозое. Использована временная геологическая шкала из работы [A Geologic..., 1989].

Как видно из гистограммы, в окрестности значения $\Delta t=2$ млн лет наблюдается максимум распределения Δt . Судя по форме гистограммы, максимум более близок к значению 2,48 млн лет, чем к значению 1,24 млн лет. Возможно, что галактический период со значением 1,24 млн лет, практически неизменный на протяжении всего фанерозоя, с периодичностью 2,48 млн лет изменял полярность магнитного поля Солнца и, соответственно, климатические условия на Земле. По такой же схеме изменяется магнитное поле Земли в настоящее время: при 11-летнем периоде появления солнечных пятен изменение магнитной полярности происходит с периодичностью 22 года.

То, что период изменения магнитной полярности в 2 раза больше галактического периода, вероятно, можно объяснить следующим: каждый галактический период изменяет магнитную полярность на противоположную, и лишь следующий галактический период возвращает магнитную полярность к первоначальному знаку. Указанное касается и изменения полярности магнитного поля Солнца.

Тектонико-геоморфологические таксоны.

Образование осадочного комплекса — последовательность проявления многих процессов: выветривания, эрозии, денудации пород, их переноса, накопления, потом уплотнения, диагенетических и катагенетических изменений. Взаимодействие этих процессов, наличие прямых и обратных связей между ними обуславливают образование различных осадочных толщ с точки зрения как механизма формирования, так и современного их строения.

Кроме того, в структурных планах внешних граничных поверхностей комплексов и их внутренней слоистой структуре отражены конседиментационные и постседиментационные тектонические движения, которые, как правило, и являются первопричиной возникновения седиментационных процессов.

Тектонико-седиментационное уравнение.

Как показано в работе [Карпенко, 1995], создание формализованной схемы таксономии осадочных комплексов, образованных, например, на протяжении отдельной Т-фазы, должно базироваться на установлении аналитической связи между скоростью погружения дна бассейна и скоростью осадконакопления.

Т-фаза выступает своеобразным толчком, после которого седиментационный процесс протекает относительно самостоятельно и его характерные особенности зависят, прежде всего, от палеогеографических условий осадконакопления. Принимается, что относительное изменение скорости осадконакопления $C(x, y, T)$ по времени T , где x и y — площадные координаты точки дна бассейна седиментации, пропорционально изменению глубины $H(x, y, T)$ положения этой точки:

$$\frac{\partial C(x, y, T)}{C(x, y, T)} = k(x, y, T) dH(x, y, T). \quad (1)$$

Здесь C подлежит определению; k — коэффициент пропорциональности, зависящий от палеогеографических условий седиментации в исследуемой точке дна бассейна. В итоге уравнение (1) приобретает вид [Карпенко, 1995]

$$\begin{aligned} \frac{\partial C(x, y, T)}{\partial T} - k(x, y, T) V(x, y, T) C(x, y, T) = \\ = -k(x, y, T) C^2(x, y, T). \end{aligned} \quad (2)$$

Дифференциальное уравнение (2), связывающее скорость погружения V точки дна бассейна, коэффициент палеогеографических условий k и скорость осадконакопления C в исследуемой точке, названо тектонико-седиментационным (ТС) уравнением.

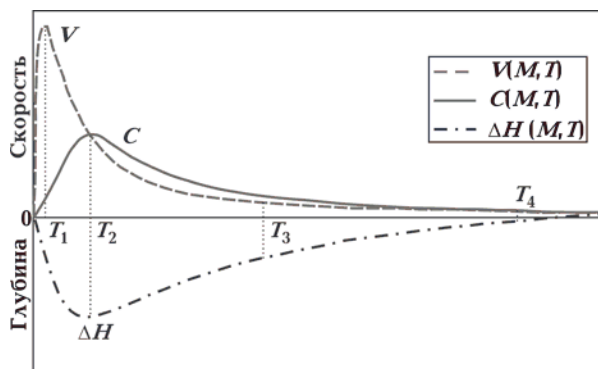


Рис. 5. Связь скорости осадконакопления C со скоростью погружения V для точки дна осадочного бассейна: T — время; H — глубина моря; временные интервалы: $0-T_1$ — субфаза начального углубления ($V > C$); T_1-T_2 — субфаза конечного углубления ($V > C$); T_2-T_3 — субфаза начального обмеления ($V < C$); T_3-T_4 — субфаза конечного обмеления ($V \approx C$); $T > T_4$ — субфаза стабилизации (тектонического покоя); времена: T_1 — максимум разломообразования и вулканической активности, формирования прямоклиноформных толщ; T_2 — максимум расчлененности рельефа, начало формирования обратноклиноформных толщ; T_3 — начало формирования покровных толщ; T_4 — начало формирования конденсированных покровов; V и C — скорости погружения и осадконакопления соответственно; ΔH — глубина бассейна.

Осадочный комплекс. Один из результатов решения уравнения (2) при заданной функции $V(T)$ представлен на рис. 5. Решение позволяет стратифицировать сформированный на протяжении действия некоторого единичного тектонического импульса (например, на протяжении T -фазы) осадочный макрокомплекс (МК) с использованием следующих характерных точек из решения. Во время T_2 достигается равенство скоростей погружения и осадконакопления $C(T_2)=V(T_2)$, т. е. точкой времени T_2 макрокомплекс делится на комплекс углубления (КУ) и комплекс обмеления (КО) для исследуемой точки дна бассейна. В точках T_1 и T_3 отношение скоростей $C(T)/V(T)$ достигает минимального и максимального значений соответственно: точка T_1 разделяет подкомплексы начального и конечного углубления (НУ и КУ), а точка T_3 — начальное и конечное обмеление (НО и КО). В точке T_4 достигается компенсация рельефа, созданного тектоническим импульсом, и начинается субфаза стабилизации в тектонико-седиментационном развитии рассматриваемой точки дна бассейна.

Временным точкам T_1-T_4 соответствуют события, имеющие следующий геологический смысл: T_1 — максимальное значение V , наибольшая вероятность образования тектонических разломов и активизации вулканизма;

T_2 — равенство $V=C$, максимальная степень расчлененности рельефа дна бассейна седиментации, образование крупных, в том числе базальных, клиноформных толщ; для этого времени характерно развитие наиболее контрастных угловых несогласий в осадочном разрезе; T_3 — начало формирования покровных толщ; T_4 — формирование покровных толщ, начало процессов галокинеза, глиняного диапиризма, развития эрозионных образований.

Двухциклическая модель отложений T -фазы. TC -уравнение описывает одноциклическую модель формирования осадочного комплекса. Воздействию T -фазы, как показывает опыт, более соответствует двухциклическая модель строения осадочной толщи, состоящая из двух регрессивных и двух трансгрессивных осадочных комплексов. Можно предложить следующую модель формирования отложений T -фазы.

На протяжении первой половины времени действия T -фазы (до времени T_2) повышается степень расчлененности рельефа поверхности Земли, образуются и активизируются разломы типа сбросов (рис. 6). Углубление рельефа происходит в основном при преобладающем опускании дна бассейна относительно его бортов или внутрибассейновых выступов. Результатом является регрессия уровня моря (I регрессия).

После времени T_2 начинается обмеление бассейна в районе исследуемой точки. Одновременно имеют место инверсионные процессы, прежде всего затрагивающие бортовые части бассейна и внутрибассейновые выступы. В результате в промежутке времени между точками T_2 и T_3 происходит опережающий

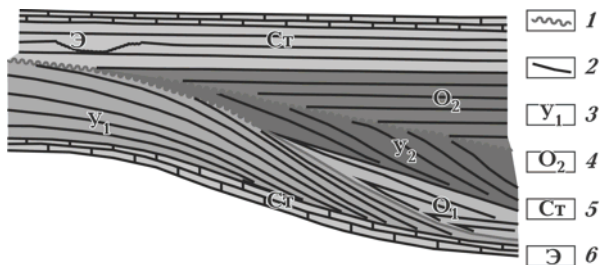


Рис. 6. Концептуальная модель осадочного макрокомплекса: 1 — поверхности двустороннего углового несогласия между осадочными комплексами и подкомплексами; 2 — поверхности напластований; 3 — отложения субфаз углубления рельефа за счет опускания дна осадочного бассейна (Y_1) — I регрессия, и подъема его бортовых частей (Y_2) — II регрессия; 4 — отложения субфаз обмеления рельефа, соответственно, I и II трансгрессии; 5 — отложения субфазы стабилизации (тектонического покоя); 6 — эрозионный врез.

подъем бортов и выступов относительно дна бассейна, степень расчлененности рельефа опять усиливается, амплитуда сбросовых разломов увеличивается, происходит вторичная регрессия уровня моря (II регрессия). Строение первого цикла (регрессия—трансгрессия) соответствует активному тектоническому режиму погружения дна осадочного бассейна, второго цикла — пассивному режиму, поскольку в это время активными являются бортовые части впадины (см. рис. 6).

Пример ТС-стратификации отложений, сформированных на протяжении субгерцинской T-фазы, показан на рис. 7, упрощенная, выродившаяся в одноциклическую породослоистая модель отложений T-фазы — на рис. 8.

Циклиты. Из решения ТС-уравнения нельзя получить объем отложений, соответствующий циклиту, — условно говоря, наименьшей в таксономическом ряду породослоистой ассоциации, образованной чередованием пластов-

коллекторов и пластов-экранов и представляющей поисковый интерес, например, в нефтегазовой геологии. Это решение обеспечивает только плавное изменение функции $S(T)$.

Условиям образования циклитов соответствует решение модифицированного ТС-уравнения, в котором $k=k(M, T, H_1, H_2)$, где H_1 и H_2 — некоторые значения глубин перепада высот рельефа, связанные с экспериментально наблюдаемым фактом лавинной седиментации.

Для пояснения природы образования циклитов в решение обычного ТС-уравнения внесены такие коррективы. Считается, что импульсный характер осадконакопления S (рис. 9) на фоне плавного изменения скорости тектонического погружения V обусловлен такой последовательностью событий:

1) осадконакопление S начинается не сразу после появления тектонического импульса, а только через некоторый промежуток времени t_1 , когда перепад высот в рельефе дна бассейна

Субгерцинский МКс

Отдел	Индекс	Ярус подъярус	Циклограмма	Поверхности несогласия
Палеоценовый	P_1^2	Качинский		
		Инкерманский		
	P_1^1	Датский	III ^a	— Внутрипалеоценовая
Верхний мел	K_3	Маастрихтский	III ^{m1}	— Позднемаастрихтская
		Кампанский	III ^{m2}	— Раннемаастрихтская
		Сантонский	III ^k	— Раннекампанская
		III ^b	— Внутрисантонская	

Рис. 7. Двухциклическая ТС-модель строения отложений субгерцинской T-фазы: 1 — максимум вероятности разломообразования; 2 — максимум перепада высот рельефа, образование несогласий в залегании; 3 — начало формирования покровных тел и отложений фазы стабилизации; III^a—III^b — индексы сейсмических отражений; МК — макрокомплекс.

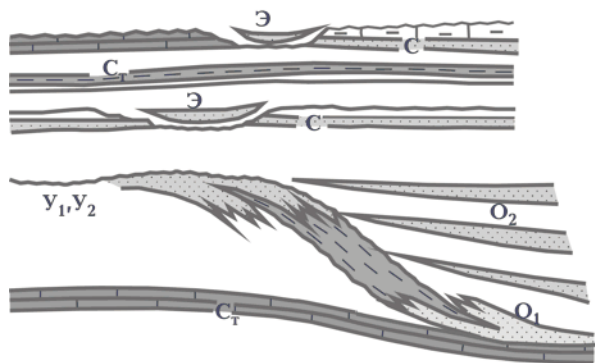


Рис. 8. Упрощенная породослоистая модель осадочного макрокомплекса, сформированного на протяжении элементарного геосинклинали цикла (Т-фазы): $У_1, У_2$ — отложения I и II субфаз углубления прямоклиноформного строения со стратиграфическим экранированием под поверхностью несогласия, контролируемые ундаформными частями клиноформ; $О_1, О_2$ — отложения I та II субфаз обмеления с литологическим экранированием над поверхностью несогласия, контролируемые фондоформными частями клиноформ ($О_1$) и обратноклиноформными ($О_2$); Ст — покровные отложения субфазы стабилизации (тектонического покоя или инверсии); С — покровные отложения субфазы стабилизации со стратиграфическим экранированием поверхностями эрозионных врезов; Э — полосообразные породные тела выполнения эрозионных врезов с литологическим экранированием.

достигнет некоторого критического значения H_1 , после чего происходит процесс лавинной седиментации;

2) скорость осадконакопления довольно быстро достигает значений скорости тектони-

ческого погружения (лавинная седиментация), что ведет к такой же скорости компенсации отрицательных форм рельефа;

3) процесс лавинной седиментации оканчивается так же быстро (время t_2), как и начина-

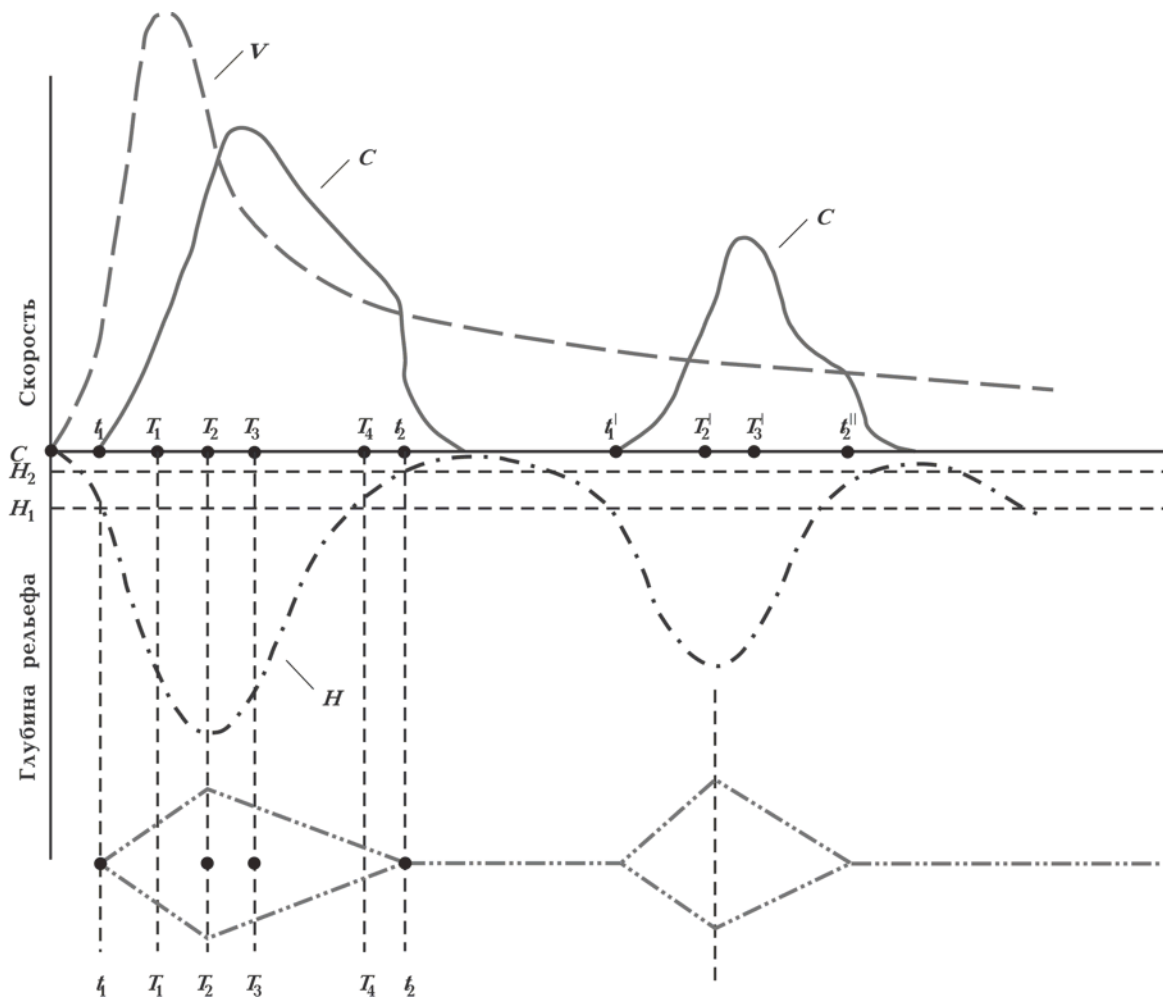


Рис. 9. Модель образования циклитов в осадочном комплексе: V — скорость тектонического погружения для точки дна бассейна; C — скорость осадконакопления в этой точке; H — глубина погружения; H_1, H_2 — характерные глубины лавинной седиментации; t_1, t_2 — времена начала и окончания лавинной седиментации; T_1-T_4 — характерные временные точки тектоно-седиментационного процесса.

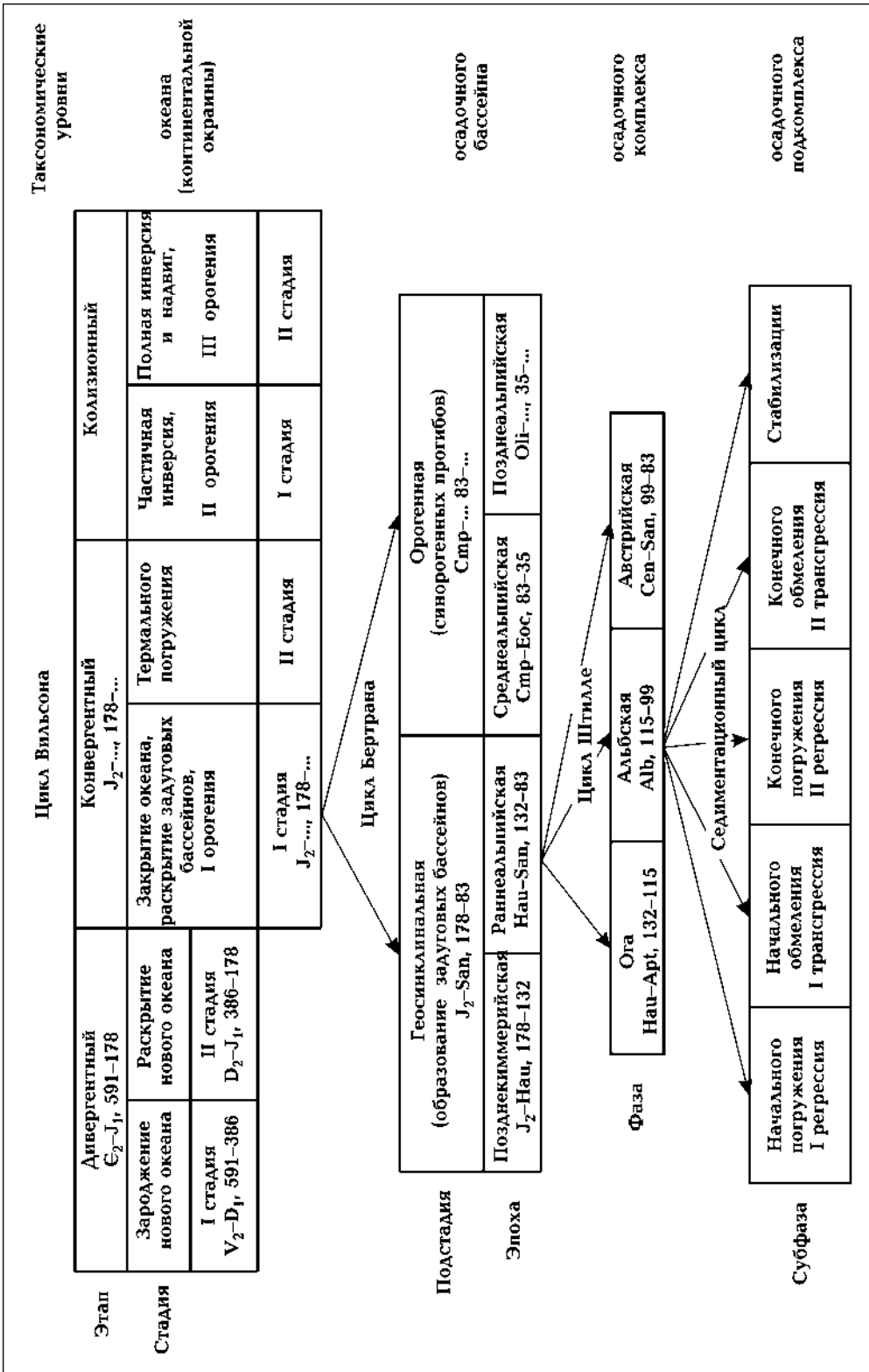


Рис. 10. Тектонико-седиментационные таксоны на примере эволюции южной части Восточно-Европейской континентальной окраины в раннеальпийскую эпоху первой стадии конвергентного этапа Тетиса.

ется, после достижения рельефом некоторого критического перепада высот $H_2 < H_1$;

4) перерыв в осадконакоплении длится до тех пор (время t_1^1), пока вследствие действия тектонического импульса V перепад в рельефе дна бассейна вновь не достигнет критического значения H_1 , после чего процесс повторяется, т. е. формируется следующий циклит, и т. д.

Циклиты вмещают породы-коллекторы и должны рассматриваться как самостоятельные объекты исследования на поисковом уровне. Важным практическим следствием, вытекающим из решения ТС-уравнения, является то, что время образования циклита в той или иной точке бассейна зависит от геоморфологических условий нахождения этой точки в бассейне (функция k). Поэтому внутриформационные циклиты даже в пределах одной и той же тектонической зоны бассейна не могут быть синхронными и не могут использоваться как диагностические объекты для синхронной корреляции осадочных толщ по площади бассейна. Это особенно касается клиноформных частей осадочного разреза, сформированных при наибольшей степени расчлененности рельефа дна бассейна (время T_1), так называемых, базальных толщ.

На схеме тектоники-седиментационных таксонов (рис. 10) каждому таксону ставится в соответствие определенный объем осадочного разреза, представляющий интерес для решения прикладных задач.

Выводы. 1. Для последних 2000 млн лет выделены Т-стадии, длительность которых изменяется от 180,0 до 210,5 млн лет — полупериоды цикла Вильсона. Природа Т-стадий определяется «ячеистой» структурой Вселенной со средним расстоянием между стенками ячеек примерно 100 мегапарсек. Показано соответствие стадий глобальным складчатостям (альпийской, герцинской и т. д.) для протерозойской и фанерозойской эр.

2. Природа Т-эпох длительностью примерно 45 млн лет (для мезокайнозоя — ранне- и позднекиммерийская, ранне-, средне- и позднеальпийская) интерпретируется не столько как тектоническая, сколько как климатическая, связанная с периодичностью прохождения Солнечной системы через более уплотненные рукава Галактики. Однако сопровождающие климатические изменения трансгрессии и регрессии

Мирового океана создают иллюзию изменений в протекании тектонического процесса.

3. Т-фаза является наименьшим таксоном с длительностью примерно 15 млн лет — период Штилле, который еще всецело определяет тектоническую жизнь планеты и проявляется в осадочном разрезе в виде отдельных осадочных комплексов (серий в палеонтологической шкале), таких как, например, ларамийский, симферопольский, майкопский, баденский — для палеогена—неогена. Длительность Т-фазы определяется средним расстоянием между группами галактик местной Метагалактики.

4. К тектоническим таксонам относится и галактический период со значением 1,24 млн лет, определяемый средним расстоянием между галактиками местной группы галактик. Он изменяет полярность магнитного поля Солнца с периодичностью 2,48 млн лет и, соответственно, с этой же периодичностью климатические условия на Земле, определяющие длительность яруса. По такой же схеме изменяется магнитное поле Земли в настоящее время: при 11-летнем периоде появления солнечных пятен изменение магнитной полярности происходит с периодичностью 22 года. 11-летний период определяется средним расстоянием между звездами местной (относительно Солнца) группы звезд нашей Галактики.

5. Более мелкие таксоны (циклиты, отдельные пласты), входящие в состав яруса, уже не имеют глобального, зачастую даже регионального характера, и определяются преимущественно геоморфологическими особенностями строения бассейна в исследуемой точке (характеристиками источника поступления осадочного материала, перепадами высот рельефа и др.). На этом уровне тектоникой создаются только условия для образования и протекания седиментационного процесса. Связь между тектоникой, геоморфологией и седиментацией устанавливается тектоники-седиментационным уравнением, позволяющим на достаточно формализованном уровне расчленять осадочный комплекс на породослоистые ассоциации, устанавливать времена наиболее интенсивного разломообразования, наибольшей расчлененности в рельефе дна бассейна, образования эрозионно-врезных форм и другие подобные тектоники-седиментационные феномены.

Список литературы

Бабагаглы В. А., Изотова Т. С., Карпенко И. В., Кучерук Е. В. Литологическая интерпретация гео-

физических материалов при поисках нефти и газа. — Москва: Недра, 1988. — 256 с.

- Гожик П. Ф., Маслун Н. В., Плотнікова Л. Ф., Іванік Н. М., Якушин Л. М., Іщенко І. І. Стратиграфія мезокайнозойських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря. — Київ: Ін-т геол. наук НАН України, 2006. — 171 с.
- Добрецов Н. А. Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика. — 2010. — **51**, № 6. — С. 761—784.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Палеогеодинамика. — Москва: Наука, 1993. — 192 с.
- Карпенко І. В. Тектоно-седиментаційне рівняння в задачі сейсмостратифікації осадових товщ // Геофіз. журн. — 1995. — № 3. — С. 52—57.
- Карпенко І. В. Теоретичні основи гравітаційно-хвильової гіпотези природи довгоперіодичних тектонічних сил // Зб. наук. праць УкрДГРІ. — 2004а. — № 1. — С. 32—43.
- Карпенко І. В. Експериментальні підтвердження гравітаційно-хвильової гіпотези природи довгоперіодичних тектонічних сил // Зб. наук. праць УкрДГРІ. — 2004б. — № 1. — С. 44—55.
- Карпенко І. В., Приходченко О. Є. Тектоностадії циклу Вільсона // Зб. наук. праць УкрДГРІ. — 2009. — № 3. — С. 96—107.
- Карпенко І. В. Тектонічна стратифікація континентальної окраїни півдня України // Зб. наук. праць УкрДГРІ. — 2009. — № 1—2. — С. 68—81.
- Карпенко І. В. Синергетическая тектоника. 1. Физическая природа глобальных цикличностей // Геофиз. журн. — 2012. — **34**, № 5. — С. 61—71.
- Никишин А. М. Тектоника субдукционных циклов на примере южной окраины Восточно-Европейского палеоконтинента // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Материалы XXXVII Тектон. совещ., г. Новосибирск, 2004 г. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, Фил. «Гео», 2004. — Т. 2. — С. 50—52.
- Хаин В. Е. Об основных принципах построения подлинно глобальной модели динамики Земли // Геология и геофизика. — 2010. — **51**, № 6. — С. 753—760.
- Югин В. В. Пассивные окраины юга и востока Европы // Геология і геохімія горючих копалин. — 2001. — № 3. — С. 34—43.
- Югин В. В. Геодинамика Черноморско-Каспийского региона. — Киев: УкрДГРІ, 2008. — 117 с.
- A Geologic Time Scale / W. B. Harland, R. L. Armstrong, A. V. Cox, L. E. Craig, A. G. Smith, D. G. Smith. — Cambridge : Cambr. Univ. Press, 1989. — 54 p.