



УДК 551.2(470.32)

КЛАССИФИКАЦИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПЕРЕРЫВОВ В ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

© 2000 г. В. И. Сиротин, А. И. Трегуб, В. М. Ненахов

Воронежский госуниверситет
394693 Воронеж, Университетская пл., 1

Поступила в редакцию 11.12.96 г.

Перерывы в осадконакоплении фиксируют, с одной стороны, промежутки континентального развития и формирования поверхностей выравнивания различных типов и рангов, с частью из которых могут быть связаны коры выветривания, а с другой – поверхности несогласия, разделяющие осадочный чехол на структурные этажи, отражающие цикличность в развитии тектонической структуры. В иерархии перерывов прослеживается их корреляция с особенностями геодинамики платформ.

КЛАССИФИКАЦИЯ ПЕРЕРЫВОВ

Понятие “перерыв” в практической деятельности геолога – это “промежутки времени различной длительности, в течение которых на том или ином участке земной поверхности осадки не накапливались...” [Геологический словарь, 1978]. С другой стороны, перерывы – это поверхности, площади древнего лика Земли, законсервированные в геологическом разрезе. Они являются стратиграфическими несогласиями [Милеев, 1989].

С учетом приуроченности к перерывам (при определенных условиях) кор выветривания, а также континентальных отложений, перерывы воспринимаются объемно – как геологические тела. В последнем случае в поле зрения неизбежно попадают коррелятные осадки (осадки синхронные перерыву), роль которых при характеристике перерыва с палеогеографической точки зрения трудно переоценить. В сущности такой подход к перерывам не является новым, он отчетливо просматривается в известной монографии В.С. Яблокова [1973]. Объемность перерыва создается, в первую очередь, корами выветривания, расположенными под поверхностью перерыва, и коррелятными континентальными осадками, залегающими над поверхностью размыта.

Существует несколько подходов к оценке масштабности (“ранговости”) перерывов. Геоморфологический подход вытекает из данных по “геоморфологической стратиграфии” [Сваричевская, Селиверстов, 1973; Тимофеев, 1979]. Известно, что самыми крупными поверхностями выравнивания являются гигацикловые [Сваричевская, Селиверстов, 1973] продолжительностью в 3 галактических года. В архее достоверно установлены две поверхности: эпикатархейская и эписаамская; в протерозое выделяются четыре поверхности: эпикенорен-

ская, эпикарельская, эпивыборгская и эпигренвилевская (послесреднерифейская); на фанерозой приходится эпибайкальская и альпийская (формирующаяся). Кора выветривания (ее мощность, зональность, зрелость) не определяется рангом поверхности выравнивания, поскольку она более эфемерное образование, чем наиболее продолжительные гигацикловая или следующие за ней мета-, гипер-, суперцикловая поверхности [Сваричевская, Селиверстов, 1973]. Наименование наиболее крупных поверхностей выравнивания (гигацикловая и мегацикловая) даны по З.А. Сваричевской и Ю.П. Селиверстову [1973]; для последующих рангов – по Н.Б. Вассоевичу [Осадочные формации..., 1978]. Вместе с тем любая поверхность выравнивания, фиксирующая перерыв продолжительностью более 1 млн. лет (макро-, мезо-, олиго- и микроцикловая) является предпосылкой для формирования кор выветривания. Итак, перерыв при морфогенетическом подходе – это поверхность выравнивания, перешедшая в погребенное состояние.

Существует и другой, литологический, подход к ранжированию перерывов, основанный на этапности осадочного породообразования, на седиментационной цикличности, иерархичности строения стратисферы.

Выстраивается последовательная логическая цепочка: перерыв–эпоха корообразования–связанный с последней этап осадконакопления. Однако в бассейнах седиментации и породообразования эта цепочка часто разрывается из-за несинхронности членов этой триады: перерыв есть, но нет корообразования; перерыв несоизмеримо велик, а эпоха корообразования мала, или их несколько в течение перерыва (при этом не ясно, какая из них оставила больший след). Поэтому геологи (М.С. Швецов, Н.М. Страхов, В.Е. Хаин,

С.В. Тихомиров и др.) стремились определить минимальную единицу измерения осадочной толщи, своеобразный более или менее четко фиксируемый эталон (масштаб геологического разреза), а следовательно, времени, в равной степени относящийся и к перерывам [Страхов, 1950; Тихомиров, 1965, 1967, 1972; Хаин, 1959]. При классификации перерывов приходится, кроме того, учитывать не только временной параметр, но и степень проявления перерыва как в геологическом разрезе, так и по площади (региональный фактор), его минерагеническую значимость, т.е. дополнительные признаки, часто не находящиеся в прямой зависимости от продолжительности перерывов. Видимо, не случайно поэтому, несмотря на внешнюю привлекательность ранжирования перерывов в связи с порядком этапности осадкообразования, большинство авторов ограничивается выделением в геологическом разрезе двух (основных и второстепенных) или трех-четырёх рангов перерывов.

Ряд авторов основывают ранжирование перерывов на принципах структурирования литосферы. И.А. Вылцан [1989] считает, что ранг перерыва должен быть пропорционален порядку той стратиграфической единицы, внутри которой или на контактах которой он устанавливается. Однако в предложенной классификации он увязывает ранг перерыва со структурными уровнями организации вещества [Карагодин, 1990]: породным, надпородным, субоболочечным.

Принцип ранжирования перерывов четко просматривается в иерархической модели литосферы, предложенной Ю.Н. Карагодиным [1990]. Исходя из структурно-системного подхода, модель литосферы (стратисферы) этим автором представляется в следующем виде: литосфера–тригалциклиты–галциклиты–нексоциклиты–регоциклиты–эоциклиты–темциклиты–элементарные циклиты. В соответствии с этой схемой Ю.Н. Карагодин выделяет: 1) элеперерывы (элепаузы), 2) темперерывы (темпаузы), 3) регоперерывы (регопаузы), 4) нексоперерывы (нексопаузы), 5) галперерывы (галпаузы), 6) тригалпаузы.

Связь классификации с соответствующими уровнями, с “квантами седиментации” (а следовательно, и времени) – несомненное достоинство классификации. Кроме того, иерархические уровни, на которых она основана, сопоставляются со стратиграфическим, формационно-генетическим принципами структурирования стратисферы.

В основу предлагаемой ниже классификации перерывов положены представления российских литологов об иерархичности строения стратисферы, об этапности о ранговости (порядке) осадочного породообразования, представления геоморфологов о ранговости поверхностей выравнивания [Сваричевская, Селиверстов, 1973]. Вместе с тем она учитывает астрономический фактор: и тем самым пред-

полагает единство и взаимодействие космических и земных сил в формировании стратисферы Земли.

В геологических разрезах Воронежского кристаллического массива – Воронежской антеклизы целесообразно выделять перерывы:

1) глобальные 1-го ранга, гигацикловые, продолжительностью в несколько галактических лет (~540 млн. лет), зафиксированные в кристаллическом фундаменте;

2) глобальные 2-го ранга, мегацикловые продолжительностью до 1-го галактического года (от 90 млн. лет до 180 млн. лет), выделение их в кристаллическом фундаменте проблематично, в осадочном чехле древних платформ им соответствуют древние мегацикловые поверхности выравнивания: эпибайкальская, эпикаледонская, эпигерцинская и формирующаяся альпийская;

3) глобальные 3-го ранга, продолжительностью от 22.5 до 90 млн. лет (им соответствуют фазы складчатости внутри тектонических циклов, гиперцикловые и суперцикловые поверхности выравнивания, а также ритмы Н.М. Страхова [1950] и В.Е. Хаина [1959], этапы I–IV порядков С.В. Тихомирова [1965];

4) межформационные 4-го ранга продолжительностью от 22.5 млн. лет до 8–10 млн. лет (им соответствуют макро- и мезоцикловые поверхности выравнивания, ритмы V–VI порядков С.В. Тихомирова;

5) внутриформационные 5-го ранга (продолжительностью от 10 млн. лет до 1 млн. лет (им соответствуют мезо- и олигоцикловые поверхности выравнивания, ритмы VIII–XI порядков С.В. Тихомирова);

6) локальные, местные малоплощадные 6-го ранга перерывы-пробелы, паузы-диаастемы (по терминологии И.В. Вылцана); продолжительностью менее 1 млн. лет. Им соответствуют микроцикловые поверхности выравнивания.

Предлагаемая классификация, по нашему мнению, является оптимальным вариантом систематики перерывов в настоящее время, она сопоставляется с этапностью осадконакопления С.В. Тихомирова, с данными геоморфологической стратиграфии З.А. Сваричевской и Ю.П. Карагодина, с ранжированием перерывов И.А. Вылцана. Целесообразно по методическим соображениям и по положению в вертикальном разрезе геохронологической шкалы положительных структур типа Воронежской антеклизы выделять три типа перерывов: 1) в осадочно-метаморфических комплексах докембрия; 2) между поверхностью кристаллического фундамента и осадочными отложениями; 3) внутри осадочного чехла (внутричехольные). Первые, наиболее продолжительные, разделяют осадочно-метаморфизованные комплексы докембрия, вторые – разделяют кристаллический фундамент (архей–ранний и поздний протерозой) и лежащие

на нем с резким угловым несогласием (в пределах Воронежской антеклизы) отложения девона или карбона, значительно реже – юры. Внутривосточные перерывы далее ранжируются в соответствии с приведенной выше классификацией.

КРАТКИЙ ОБЗОР ПЕРЕРЫВОВ В ОСАДОЧНОМ ЧЕХЛЕ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Известно, что продолжительность перерывов определяется по возрасту самых молодых отложений, зафиксированных под перерывом, и по возрасту самых древних отложений над перерывом. Однако это правило определения продолжительности требует корректировки для перерывов между кристаллическим фундаментом и осадочным чехлом, поскольку достаточно велика вероятность полного размыва древних отложений, некогда перекрывавших фундамент. К примеру, для Воронежской антеклизы допускается ее полное перекрытие во время живетской или франской трансгрессий, а также в рифее. Поэтому продолжительность перерыва в этом случае должна корректироваться палеогеографическими данными и геодинамическим анализом древней платформы в целом.

Перерывы между фундаментом и чехлом заслуживают самого пристального внимания и не только из-за полицикличности поверхности выравнивания, внушительной продолжительности (по этому признаку они могут быть отнесены к перерывам 2- и 3-го рангов), но и из-за контрастности пород метаморфического и магматического комплексов, вовлекаемых в зону гипергенеза.

Вышерасположенные наиболее длительные перерывы соответствуют времени формирования отложений систем (перерыв между палеозоем и мезозоем), надъярусов и ярусов (перерывы между юрой и мелом, мелом и палеогеном), а также частей ярусов и горизонтов. Последние приурочены к границам эйфельского, живетского и франского ярусов девона, верхнего турне–верхнего визе, нижнесерпуховского–башкирского ярусов, башкирского яруса–верейского горизонта и др. (рис. 1). Они четко выражены не только в пределах Воронежской антеклизы, но и на значительной площади Восточно-Европейской платформы и относятся к региональным, межформационным перерывам 3-го и 4-го рангов.

Наиболее древние отложения осадочного чехла Воронежской антеклизы имеют эйфельский возраст. Однако в смежных районах известны и отложения нижнего отдела девона. Перерывы, связанные с этими отложениями, важно рассмотреть, поскольку очень часто это перерывы между фундаментом и осадочным чехлом. Отложения локховского и пражского ярусов в Московской

синеклизе достоверно не установлены. Отдельные указания на отложения этих ярусов единичны, неподтверждены фаунистически, они подстилаются породами силура или верхнего протерозоя [Девон..., 1995]. Перерывы не изучены, если не считать самого факта их выделения. Перекрываются эти проблематичные отложения ряжскими осадками, и разъединяющий их перерыв вполне может претендовать на перерыв 3-го или 4-го ранга.

Большой интерес представляет перерыв между фундаментом Восточно-Европейской платформы и нижнедевонскими отложениями, который должен подтверждать существование связанной с ним мощной эпикаледонской раннедевонской коры выветривания [Петров, 1967 и др.].

Выделяемый кемерский горизонт [Девон..., 1995] нижнего девона отождествляется с континентальной пестроцветной гравийно-песчаной формацией [Геологические формации..., 1981]. Она широко распространена в Балтийской и Московской синеклизах, Латвийской седловине, Днепровско-Донецкой впадине, на восточном склоне Воронежской антеклизы, северном крыле Прикаспийской впадины. Мощность формации в среднем 50–60 м, но в Балтийской синеклизе достигает 213 м. Характерно, что в цементе всех терригенных пород преобладает каолинит. Выделенная формация имеет чрезвычайно важное палеогеографическое значение: во-первых, она указывает на существование эпикаледонской поверхности выравнивания – перерыва 2-го ранга (см. рис. 1); во-вторых, подтверждает существование площадной и линейно-площадной зрелой, в значительной степени размывтой, раннедевонской коры выветривания.

Перерыв на границе эйфельского и живетского ярусов еще недостаточно изучен. Известно, что в основании старооскольского надгоризонта живетского яруса залегают галечные и гравийно-песчаные породы, а выше – прослои и пропластки оолитовых железных руд. В этом же надгоризонте живетского яруса имеются еще два более мелких перерыва, отделяющие воробьевские слои от ардатовских и последние от муллинских. Выше этих перерывов нижние части разрезов соответствующих слоев также содержат прослои железистых оолитов. Наличие большого количества железистых оолитов в терригенных отложениях старооскольского горизонта вместе с малым содержанием полевых шпатов и неустойчивых минералов тяжелой фракции дают основание считать, что в это время существовали и продолжали развиваться достаточно зрелые коры выветривания.

Большой интерес представляет перерыв на границе живета и франы (верхнестарооскольский–пашийский), Швентойский (коми) надгоризонт на Рус-

Стратиграфическая шкала						Ранги перерывов						Несогласия			
акролема	эонотема	эратема	система	отдел	ярус	6	5	4	3	2	1	наличие керы выветривания	географи- ческие	угловые	резкие угловые
Ф А Н Е Р О З О Й С К А Я						П А Л Е О З О Й С К А Я									
															КАМЕННОУГОЛЬНАЯ
ДЕВОНСКАЯ						ПЕРМСКАЯ									
						верхний									
нижний						серпуховской									
						визейский									
верхний						турнейский									
						фаменский									
средний						франский									
						эйфель-ский									
нижний						живет-ский									
						эмский									
нижний						п्राжский									
						лохковский									
ОРДОВИКСКАЯ															
СИЛУРИЙСКАЯ															
КЕМБРИЙСКАЯ															
ВЕНДСКАЯ															

Рис. 1. Ранги перерывов в разрезе палеозоя Воронежской антеклизы.

ской платформе почти повсеместно залегает с размывом на различных горизонтах живета, что является следствием регионального перерыва [Тихомиров, 1967].

В районе Павловского гранитного выступа перерыв четко фиксируется локальными "микрорасами" в кровле ардатовских отложений (муллинский горизонт здесь отсутствует), представляющие собой плоские округлые крепкие железистые стяжения красно-бурого цвета диаметром от 10 до 50 см, иногда с концентрическим строением и мощностью от 0.5 до нескольких сантиметров. В основании ястребовского горизонта на неровной поверхности ардатовских отложений залегает песчано-гравийная пачка с обилием углефицированных растительных остатков (нередко стволов деревьев). Хотя этот перерыв в пределах Воронежской антеклизы и Московской синеклизы прослеживается не повсеместно или не всегда четко выражен, тем не менее по широкому распространению пестроокрашенных песчано-алеврито-глинистых пород в коми надгоризонте, их значительной ожелезненности и относительно малому содержанию полевых шпатов следует предполагать, что в течение этого перерыва происходили процессы химического выветривания. Они выражены в формировании латеритной коры выветривания базальтов и других пород на юге Воронежской области, в широком развитии железистых оолитов в основании саргаевского, в петинском (бурегском) и низах воронежского горизонтов, кварцевых песков, алевритов и каолинитовых глин в петинском горизонте, а также оолитовых железорудных пластов как в петинском, так и в нижней части воронежского горизонтов. По данным Л.Г. Раскатовой, В.Ф. Лукьянова, И.Н. Быкова и др. [Раскатова, 1966] на латеритной коре, развитой по базальтам, залегают палинологически охарактеризованные терригенные отложения петинского горизонта. Таким образом, этот перерыв местами был более продолжительным и охватывал саргаевское и частично раннесемилукское время.

Граница девона и карбона, как и существование перерыва между ними и тем более определение его ранга, являются предметом дискуссии, затянувшейся на десятки лет. На этой границе нет четко выраженного, литологически и геоморфологически обоснованного перерыва, поэтому граница девона и карбона проводилась по палеонтологическим (палинологическим, микрофаунистическим и др.) данным. Обоснованием этой границы выступали в разные годы перерывы высокого ранга в основании хованского, озерского горизонтов и даже тургенских слоев среднего фанена. Только после последнего обобщения многочисленного материала по карьерам, поисково-съёмочным скважинам с выделением опорных разрезов по нижнему карбону центральной части Восточно-Европейской платформы [Нижний карбон..., 1993] был выде-

лен гумеровский горизонт и купавнинская свита (соответствующая его верхней части), а на поверхности хованских отложений зафиксированы следы размыва и закарстованности известняков. Именно этот перерыв среди карбонатных пород, увязанный с Международной стратиграфической схемой карбона, и принят за границу девона и карбона. По принятой нами классификации он может претендовать на перерыв 4-го или даже только 5-го ранга.

Наиболее хорошо изучен верхнетурнейско-нижневизейский перерыв (см. рис. 1), имеющий региональное распространение на всей платформе, во время него был сформирован и затем последовательно захоронен сложный денудационный, денудационно-эрозионный и эрозионный рельеф с перепадами высот до 100 м. На положительных формах рельефа доверхневизейского субстрата (докембрий, девон, турне) в это время образовалась кора выветривания латеритного типа, реликты которой сохранились во многих местах платформы (Северная Онега, Тихвинский район, южное крыло Московской синеклизы, Южный Тиман). Но наиболее полный ее профиль с залежами промышленных бокситов известен на территории КМА [Сиротин, 1980 и др.].

Во время позднесерпуховского-раннебашкирского перерыва на обширной площади произошла интенсивная денудация нижнесерпуховских и частично верхневизейских карбонатных отложений, на неровной закарстованной поверхности которых залегают также карбонатные отложения башкирского яруса. Иногда в их основании встречаются маломощные прослои глин.

Более глубоким был размыв башкирских, серпуховских и верхневизейских отложений во время позднебашкирского-раннемосковского (верейского) перерыва. Эрозионный рельеф этого времени с относительно глубокими долинами наиболее четко выражен в восточной части антеклизы. Однако во время перерыва коры выветривания формировались к северо-востоку от антеклизы. В результате их размыва и переотложения доверейские долины на северо-восточном склоне антеклизы заполнены каолинитовыми глинами и кварцевыми песками. В западной части антеклизы размывались невыветрелые породы, в том числе и кристаллического фундамента [Савко, Хожайнов, 1975].

Недостаточно еще изучен с точки зрения принятой методики перерыв 3-го ранга на границе палеозойских (в различной степени размывых девонских и каменноугольных) и мезозойских отложений юры и мела. Даже с учетом того, что значительная часть палеозойских отложений размывта, продолжительность его внушительна. На юго-западном склоне антеклизы, в Белгородском боксито-железорудном районе наблюдаются ло-

кальные выходы железистых кварцитов и руд на доверхнеюрскую поверхность, а в районе Старого Оскола-Губкина, где палеозойские отложения были размыты, юрские отложения залегают непосредственно на кристаллическом фундаменте. На Павловском гранитном выступе в отдельных "окошках" залегают породы верхнего мела. На юго-западном склоне продолжительность перерыва составляет не менее 100 млн. лет, и он фиксируется регионально-развитым окремнением, приуроченным к поверхности визейских, серпуховских и башкирских карбонатных пород. В осевой части антеклизы продолжительность перерыва возрастает до 180-200 и более млн. лет (перерыв 2-го ранга), а в перекрывающих отложениях верхнего мела наблюдается нередко гидротермальное оруденение. В первой половине мезозоя в течение этого перерыва происходит существенная перестройка структурного плана платформы. Формируется эпигерцинская поверхность выравнивания, хорошо фиксируемая в складчатом сооружении Урала.

Несогласное залегание базального галечно-конгломератовидного горизонта валанжина на различных горизонтах подстилающих отложений юры фиксирует перерыв на границе юры и мела. Сравнение минералогического состава обломочных пород валанжинского яруса с нижележащими показывает, что подстилающий субстрат подвергался химическому выветриванию, следы которого выражены в обеднении неустойчивыми минералами нижневолжских пород, несмотря на формирование последних в условиях аридизированного климата, а также в обилии железистых оолитов в валанжинских песках и алевритах.

Из этого же ранга перерывов в мезозое внимания заслуживают предверхнеготеривский и предаптский. Первый из них фиксируется несогласным залеганием лагунных и морских терригенных отложений готерива на морских песчаных породах валанжина, уменьшением содержания полевых шпатов и неустойчивых минералов тяжелой фракции в готериве по сравнению с валанжином и барремом, что может служить косвенным признаком процессов химического выветривания во время этого перерыва. Отложения аптского яруса еще с большим несогласием залегают на барремском, а местами и более древнем субстрате и отличаются резким обеднением неустойчивыми минералами в обломочных породах и преобладающим каолинитовым составом глин.

Верхнеаптский-нижнеальбский перерыв литологически выражен в несогласном залегании базального горизонта глауконит-кварцевого разнотернистого песка с кварцевым гравием и с фосфоритовыми и кремневыми гальками на светло-серых, иногда пестроокрашенных кварцевых песках апта. Перерыв между сеноманскими и туронскими отложениями слабо выражен: на большей части территории, где отложения этих ярусов со-

хранились от размыва, наблюдается залегание на песках с галькой перемытых фосфоритов или "сурке" (известковистом песке), а также на фосфоритоносной плите писчего мела турона без четко выраженного несогласия. Граница между туроном и коньяком на подавляющей территории антеклизы фиксируется только по смене микрофауны фораминифер, и, таким образом, турон-коньякские отложения образуют литологический комплекс пород (стратон), отвечающий единому циклу осадконакопления.

Перерыв на границе сантона и нижележащих меловых отложений выражен достаточно отчетливо: наблюдается трансгрессивное залегание на более древних, чаще всего коньякских породах. На северо-восточном склоне антеклизы на сеноманских песках местами с резким несогласием залегает базальный галечно-желвачный фосфоритоносный горизонт сантонского яруса.

На востоке антеклизы, севернее г. Калача, породы сантона локальными участками залегают на нижних горизонтах туронского мела, а на северо-западе антеклизы (в Тербунском районе Липецкой области) — на останцах песчанистого мела нижнего турона и даже песках сеномана. Перерыв местами (на Дон-Хоперском междуречье, в бассейне нижнего течения р. Потудань и на правобережье Дона от устья Потудани до излучины в районе с. Осетровка) фиксируется базальным горизонтом с окремнелыми остатками губок. На юге антеклизы граница литологически выражена "менее четко и в отсутствии губкового горизонта" она фиксируется слабо песчанистым желтовато-серым мелом, конгломератовидным, содержащим редкие рассеянные обломки фосфатизированной органики. Местами перерыв фиксируется ископаемым карстом и в туронских карбонатных отложениях.

Перерыв на границе сантона и кампана в различных частях антеклизы выражен также неодинаково. В южной части антеклизы наблюдается согласное залегание кампана на литологически сходных породах сантона с постепенными переходами, лишь местами нижняя часть кампана хранит в себе элементы трансгрессивного залегания, что выражается в увеличении алевро-песчаной фракции в мелах, появлении гальки мелких светло-коричневых фосфоритов, обломков фосфатизированных губок и ростров белемнитов. В Брянской области в зоне этого перерыва фиксируются титан-циркониевые россыпи.

На востоке антеклизы, где наблюдается "волжский" тип строения верхнемеловых отложений, перерыв выражен более отчетливо. в то же время в юго-западных районах антеклизы, где наблюдается "днепровско-донецкий" тип разреза, граница ярусов стирается, ее можно установить лишь по смене комплексов фораминифер, т.е. перерыв

сокращается. Также практически не выражен перерыв между кампаном и маастрихтом (юго-западная часть антеклизы).

Перерыв между верхним мелом и палеоценом фиксируется не только стратиграфическим пробелом, но и своеобразной корой выветривания на закарстованной поверхности мергельно-меловых пород различных ярусов верхнего мела [Аскоценский, Семенов, 1973]. Он, безусловно, принадлежит к перерывам 3-го ранга.

Серия перерывов наблюдается внутри разреза палеогеновых отложений (рис. 2). Они формировались в пределах общего крупного трансгрессивно-регрессивного цикла с максимумом трансгрессии в позднем эоцене. Относительно небольшая глубина палеогеновых бассейнов была причиной того, что даже при незначительном ее уменьшении обширные территории юго-западного и юго-восточного крыльев антеклизы подвергались осушению, в их пределах возникали слабо расчлененные конденсационные (формирующиеся при слабых тектонических поднятиях, которые компенсируются денудацией) поверхности выравнивания с корами выветривания различной интенсивности. В перекрывающих отложениях можно встретить признаки продуктов выветривания, но при медленном погружении они рассеивались в более широком стратиграфическом диапазоне.

С конца олигоцена на всей территории Воронежской антеклизы (включая юго-западную и юго-восточную части) начинается новейший этап континентального развития, сопоставимого, по-видимому, с перерывами третьего ранга (между юрой и мелом, мелом и палеоценом). С ним связано образование позднеолигоценовой-раннемиоценовой коры выветривания, корни которой сохранились от последующей денудации в кровле полтавской серии олигоцена и более древних отложений на юго-западе и юго-востоке территории. За пределами распространения палеогеновой трансгрессии (северо-западное и северо-восточное крылья антеклизы) образование коры выветривания, вероятно, началось раньше, поскольку в отложениях берекской свиты (хаттский ярус олигоцена) широко распространены линзы и прослои каолининовых глин. Продукты ближнего переотложения олигоцен-миоценовой коры выветривания слагают шапкинскую и краснояржскую свиты нижнего миоцена в пределах юго-западного крыла антеклизы, где они представлены красноцветными аллювиально-пролювиальными песчано-глинистыми образованиями, а также озерными темно-серыми и вишнево-красными каолининовыми глинами с редкими мелкими бокситовыми бобовинами. На юго-восточном крыле они представлены красноцветными песками и песчаниками с большой примесью каолинита, с линзами и прослоями каолининовых глин и мощными кирасами новопетровской свиты.

Процессы корообразования протекали, по-видимому, и в конце миоцена (мэотис-понт) и связаны с поверхностью выветривания, сопоставляемой с образованием аллювия фоменковской террасы, а также на отдельных стадиях плиоценовых геоморфологических циклов.

Группа более кратковременных, внутрiformационных перерывов 5-го ранга разделяет горизонты, а иногда и пачки слоев внутри горизонтов. Некоторые из них имеют региональное, а другие – локальное распространение. Большая часть их зафиксирована базальными слоями песчано-гравийно-галечного состава, залегающими с разрывом на подстилающем субстрате. Среди перерывов этой группы имеются и такие, в течение которых происходили интенсивные процессы химического выветривания, устанавливаемые либо по сохранившимся реликтам кор выветривания, либо по продуктам их переотложения. Так, перерыв между морсовской (клинцовской) и мосоловской толщами наровского горизонта устанавливается по развитию пестроцветной окраски в нижней части терригенной морсовской толщи и по резкому уменьшению содержания полевых шпатов и неустойчивых минералов тяжелой фракции в песчаных породах.

В нижнем карбоне (помимо отмеченных выше) имеется ряд кратковременных перерывов, в течение которых происходило формирование и размыв кор выветривания. В результате этого в базальных слоях черепетского, алексинского и михайловского горизонтов встречаются кварцевые и каолинито-кварцевые пески и алевроиты, каолинитовые (в том числе сухарные) глины и другие породы, образовавшиеся в континентальных и лагунных условиях за счет размыва коры выветривания каолининового состава.

Перерывы этого же ранга встречаются внутри морских седиментационных циклов нижнего мела. Только наиболее четко выраженные среди них, приуроченные к границам ярусов сеномана и турона, турона и сантона, сантона и кампана, можно рассматривать как перерывы 4-го ранга. Большая часть их фиксируется поверхностями размыва и базальными горизонтами в подошве перекрывающих морских отложений. По-видимому, продолжительность их не более 1–2 млн. лет или даже меньше, т.е. по этим признакам они должны относиться (как и все внутриярусные) к перерывам 5-го ранга (внутрiformационным). Они не зафиксированы какими-либо признаками континентального литогенеза, зрелыми осадками или продуктами их переотложения в перекрывающих морских отложениях. Подстилающие и перекрывающие отложения (за исключением базального горизонта), как правило, имеют близкий минералого-литологический состав. В базальных горизонтах наблюдаются преимущественно гальки.

Стратиграфическая шкала						Ранги перерывов							Несогласия			
акрогема	зоногема	эратема	система	отдел	ярус	6	5	4	3	2	1	наличие коры выветривания	географические	угловые	резкие угловые	
ФАНЕРОЗОЙСКАЯ	КАЙНОЗОЙСКАЯ	НЕОГЕНОВАЯ	миоцен	квартер												
				плиоцен												
				понтский												
				мэотический												
				сарматский												
				конский												
				караганский												
				чокракский												
				тарханский												
				коцахурский												
				саракаульский												
				кавказский												
				ПАЛЕОГЕНОВАЯ	олигоцен	хаттский										
		рюпельский														
		приабонский														
		эоцен	бартонский													
			лютецкий													
			ипрский													
			танетский													
		палеоцен	монтский													
			датский													
		МЕЛОВАЯ	верхний		маастрихтский											
					компанский											
					сантонский											
					коньякский											
				туронский												
				сеноманский												
			нижний	альбский												
				аптский												
				барремский												
				готеривский												
				валанжинский												
		ЮРСКАЯ	верхний	берриасский												
				волжский												
			средний	киммериджский												
				оксфордский												
				келловейский												
			нижний	батский												
				байосский												
				ааленский												
		тоарский														
		плинсбахский														
		синемюрский														
		геттанский														
		ТРИАСОВАЯ														

Рис. 2. Ранги перерывов в разрезе мезозоя и кайнозоя Воронежской антеклизы.

гравий, по составу близкие к подстилающим породам, в том числе и пережитая из них фауна. Их образование, вероятно, связано с местными факторами: с активизацией гидродинамического режима вод на определенных этапах развития морских бассейнов, с морскими течениями, переломными моментами в развитии регрессивных или трансгрессивных фаз осадконакопления.

ПЕРЕРЫВЫ И НЕСОГЛАСИЯ

Несогласия в разрезе осадочного чехла Воронежской антеклизы делят его на структурные мегакомплексы, комплексы, этажи и подэтажи [Раскатов, 1969] и сопоставляются с различными по рангу перерывами в осадконакоплении. Резкое угловое несогласие между фундаментом и чехлом разделяет два структурных мегакомплекса: докембрийский и фанерозойский. Докембрийский сопоставляется с этапом формирования фундамента, обособлению Воронежского кристаллического массива, фанерозойский – характеризует плитную стадию развития платформы и антеклизы, в частности. Внутри фанерозойского мегакомплекса могут быть выделены палеозойский и мезокайнозойский структурные комплексы, разделяющиеся угловым несогласием, которое сопоставляется со вторым по длительности перерывом в осадконакоплении (после перерыва между докембрием и палеозоем). Палеозойский структурный комплекс отвечает этапу активного морфологического выражения Воронежской антеклизы, а мезо-кайнозойский характеризует общее направленное во времени уменьшение контрастности тектонических движений. Девонский и каменноугольный структурные этажи (в пределах палеозойского комплекса) разделяются угловым несогласием на юго-западном крыле и юго-восточной переклинали и азимутальным на северо-востоке и северо-западе антеклизы. Это несогласие отмечается в подошве озерских отложений, которые вместе с хованскими по условиям залегания включены в состав каменноугольного структурного этажа. Главное (с тектонической точки зрения) событие перерыва в основании озерского горизонта заключается в резком смещении свода антеклизы из области нынешнего юго-западного крыла на север и северо-запад. При формировании пород девонского структурного этажа более активным было влияние Рязано-Саратовского (Пачелмского) прогиба и Московской синеклизы. Активизация Доно-Донецкой и Днепровско-Донецкой впадин приходится на озерско-хованское время и ранний-средний карбон.

Сходные по типу изменения структурных планов происходили при формировании структурных этажей мезо-кайнозойского комплекса, которые отделяются друг от друга угловыми и азимутальными несогласиями. Юрский структурный

этаж формировался в условиях моноклинали с общим юго-западным уклоном, а нижнемеловой – северным, северо-восточным; верхнемеловой структурный этаж образовался в условиях моноклинали с южным уклоном, а палеогеновый – с восточным, юго-восточным и юго-западным. Для неотектонического этапа (неоген-четвертичный структурный этаж) отмечается [Раскатов, 1969], резкое изменение структурного плана, заключающееся в образовании на территории Воронежской антеклизы субмеридиональных структур: Среднерусской антеклизы и ограничивающих ее Окско-Донской и Днепровско-Деснинской впадин.

Несогласия, разделяющие структурные подэтажи, в основном географические. Они отражают частные изменения в характере движений отдельных крупных блоков фундамента.

Несомненно, несогласия в целом обусловлены изменением ориентировки разноранговых полей напряжений в земной коре [Николаев, 1978], которые определяются геодинамическими причинами.

ПРИЧИНЫ ПЕРЕРЫВОВ

Исходя из теории и истории осадочного породообразования на Земле причины возникновения перерывов как будто бы очевидны: с одной стороны – тектонические движения дна океана и, следовательно, изменение его объема; с другой – тектонические движения в пределах континентального блока внутри коры и, следовательно, изменение объема суши над поверхностью океана. Совместно они определяют эвстатические колебания уровня Мирового океана. Вполне вероятно, как считает Ю.М. Малиновский [1982], и те, и другие движения имеют космическое расписание. Все моменты прохождения солнечной системы через три апогалактия (наиболее удаленные от центра галактики точки орбиты) и два перигалактия (наименее удаленные от центра галактики точки орбиты) отмечены резкими вспышками гранитоидного магматизма и горообразования, после которого следовал период в 20–25 млн. лет с минимальной активностью тектонических движений. При сопоставлении этих цифр с кривыми трансгрессий для территорий Русской, Сибирской и Северо-Американской платформ становится ясно, что фанерозой укладывается в три галактических года, каждый из которых запечатлен на Земле в виде кривой – синусоиды, характеризующей колебания уровня Мирового океана с многочисленными флуктуациями, с максимумами в средних частях и минимумами на стыке традиционных циклов развития Земли.

Время между возрождением планетарных суперконтинентов пропорционально целому числу галактических лет. Так, время между Пангеей 0 (~2.65 млрд. лет) и предрифейской Пангеей 1

(1.65 млрд. лет) равно 6 галактическим годам, новое "воскрешение" Пангеи 1 (~1.05 млрд. лет) произошло через 3 галактических года, через 2 галактических года оформляется Гондвана и, наконец, еще через 2 года – Пангея II. Выделенные в нашей классификации глобальные перерывы 1-го и 2-го рангов вполне соответствуют уровню консолидации Пангей и уровню крупных тектонических циклов, которые проходят суперконтиненты на этом пути и по времени совпадают с перигалактиками или апогалактиками.

Перерывы 3-го и более высоких рангов могут быть объяснены при использовании модели формирования осадочного чехла древних платформ [Трегуб и др., 1998], в которой рассматривается взаимодействие латеральных литосферных неоднородностей на фоне нестационарного по скорости и направлению [Апарин и др., 1988; Печерский, Диденко, 1995; Трегуб и др., 1996] движения литосферной плиты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. При классификации перерывов целесообразно выделять перерывы: глобальные (1-го, 2-го и 3-го рангов), межформационные (4-го ранга), внутриформационные (5-го ранга), локальные (6-го ранга).

2. Для Воронежской антеклизы устанавливаются три типа перерывов: 1 – в осадочно-метаморфических комплексах докембрия, 2 – между поверхностью кристаллического фундамента и осадочным чехлом, 3 – внутри осадочного чехла, которые ранжируются в соответствии с приведенной выше классификацией.

3. Иерархия несогласий в осадочном чехле Воронежской антеклизы в целом сопоставима с принятым ранжированием перерывов.

4. Разноранговые перерывы и сопоставляющиеся с ними несогласия вызваны различными (в зависимости от ранга) глобальными и внутриплитными геодинамическими явлениями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Апарин В.П., Абрамовский И.И., Капустин И.Н. Горизонтальные перемещения и динамика формирования осадочного чехла Европейского материка в фанерозое // Внутриплитные явления в земной коре. М.: Наука, 1988. С. 38–56.
- Аскоченский Б.В., Семенов В.П. Кора выветривания карбонатных пород верхнего мела Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1973. 176 с.
- Вылцан И.А. Геологические перерывы, несогласия, их диагностика, соотношение и классификация // Геология и геофизика. 1989. № 1. С. 19–28.
- Геологические формации осадочного чехла Русской платформы / Под ред. Иголкиной Л.С. Л.: Недра, 1981. 168 с.
- Геологический словарь. М.: Недра, 1978. Т. 2. 426 с.
- Девон Воронежской антеклизы и Московской синеклизы / Под ред. Родионовой Г.Д. М.: ЦРГЦ, 1995. 265 с.
- Карагодин Ю.Н. Введение в нефтяную литологию. Новосибирск: Наука, 1990. 240 с.
- Малиновский Ю.М. Синфазная стратиграфия фанерозоя. М.: Недра, 1982. 176 с.
- Милеев В.С. Морфологическая классификация стратиграфических несогласий // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64. Вып. 6. С. 15–28.
- Нижний карбон Московской синеклизы и Воронежской антеклизы / Под ред. Махлиной М.Х. М.: Наука, 1993. 221 с.
- Николаев П.Н. Системный анализ тектонических напряжений и деформаций // Изв. вузов. Геология и разведка. 1978. № 5. С. 106–116.
- Осадочные формации и их нефтегазоносность. Всесоюзный семинар. М.: Изд-во МГУ, 1978. 287 с.
- Петров В.П. Основы учения о древних корях выветривания. М.: Недра, 1967. 344 с.
- Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан. Петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.
- Раскатов Г.И. Геоморфология и неотектоника территории Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1969. 164 с.
- Раскатова Л.Г. О возрасте песчано-каолиновой толщи юго-восточного склона Воронежской антеклизы по данным спорово-пыльцевого анализа // Тр. 3-го совещ. по пробл. изуч. Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1966. С. 272–290.
- Савко А.Д., Хожайнов Н.П. Этапность формирования кор выветривания в верхнем протерозое и палеозое Воронежской антеклизы // Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1975. С. 49–59.
- Сваричевская З.А., Селиверстов Ю.П. Классификация и возраст поверхностей выравнивания // Поверхности выравнивания. М.: Недра, 1973. С. 74–79.
- Сиротин В.И. Стадийный анализ древней глиноземной коры выветривания КМА // Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980. С. 239–253.
- Страхов Н.М. К вопросу об общей теории осадочного процесса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1950. № 4. С. 103–146.
- Тимофеев Д.А. Поверхности выравнивания суши. М.: Наука, 1979. 271 с.

Тихомиров С.В. Факторы осадочного процесса и его основной закон // Изв. вузов. Геология и разведка. 1972. № 3. С. 3–35.

Тихомиров С.В. Этапность (периодичность) осадочного процесса в свете работ М.С. Швецова // Изв. вузов. Геология и разведка. 1965. № 11. С. 14–32.

Тихомиров С.В. Этапы осадконакопления девона Русской платформы. М.: Наука, 1967. 268 с.

Трегуб А.И., Сиротин В.И., Ненахов В.М. Геодинамическая модель формирования осадочного чехла древних платформ (на примере палеозоя Русской плиты) // Закономерности эволюции земной коры: Тез. докл.

Международной конференции. СПб: Изд-во СПб. ун-та, 1996. Т. 1. С. 113.

Трегуб А.И., Ненахов В.М., Сиротин В.И. Модель геодинамического развития Русской платформы в палеозое // Вестник Воронеж. ун-та. Сер. геологическая. 1998. № 5. С. 19–26.

Хаин В.Е. Анализ формаций как метод палеотектонических исследований // Бюл. МОИП. Отд. геологии. 1959. № 2. С. 1–17.

Яблоков В.С. Перерывы в морском осадконакоплении и палеореки. М.: Науки, 1973. 216 с.