Пульсація Землі — система поглядів і низка гіпотез, що передбачають періодичне розширення і стискання нашої планети. Підставою для таких уявлень послужили численні дані про періодичну зміну глобального тектогенезу, активізації та загасання вулкано-процесів, складкоутворення, швидкості прогинання в депресіях, чергування різних формацій, що свідчать про пожвавлення здіймань. Останнім часом уточнюється періодичність подібних чергувань характеру тектогенезу, що дорівнює приблизно 25 млн років. Іноді вона пов'язується з рухами Сонячної системи в космосі й періодичною зміною гравітаційного поля, а також наявністю в нашій системі другої зірки, названої Немезідою. Механізм П. 3. і природу цього явища розуміють по-різному, і поки що не має хоч трохи однозначного трактування. Одним з її проявів може бути існування епох різної тектонічної рухливості. Уперше гіпотеза П. 3. була висунута А. Ротплетцем (1902) і була більш повно обґрунтована американським геологом В. Бухером (1933). Активними прихильниками П. 3. були М. А. Усов (1940) і В. О. Обручев(1940); останнім часом ці погляди розвивали й доповнювали В. П. Казарінов, Є. Є. Мілановський та ін. П. 3. називають також явище, що зумовлює седиментаційну циклічність. У сейсмології під цією же назвою виділяють установлені коливання земної кори у вигляді хвиль із вогнищами невеликої амплітуди.

Революції геологічні, тектонічні — уявлення про них було введено Г. Штілле (1913, 1918, 1922, 1924), який назвав так активні орогенічні рухи, що епізодично проявляються й чергуються з епейрогенічними, або еволюційними, за його термінологією, рухами. Цей термін і подібні йому уявлення набули поширення в американській геології (Шухерт, 1922, 1933; Джолі, 1929; Ірд-лі, 1954), де їх також розуміють як епоху гороутворення, і в радянській літературі першої половини XX ст. У В. О. Обручева (1948) епоха Р. — це "епізод, що перериває еволюцію і створює... у геосинкліналях докорінний переворот умов ". Поняття про революційні періоди фігурує в М. М. Тетяєва (1934); О. М. Мазарович вважає революційні періоди короткочасними епохами перебудови всієї земної кори. Останніми десятиліттями термін цей у вітчизняній літературі майже не використовується, а Р. прийнято вважати моменти різкої зміни глобальних тектонічних режимів (структурно-геологічні перебудови).

Ритм, ритмічність (від грецьк. "рівномірність") — рівномірний прояв або чергування, розмірність повторення певних процесів або подій, зазвичай короткочасних, повторюваність чого-небудь через чітко визначені інтервали часу. Поняття про Р. є дуже поширеним у геології. У літології це Р. осадконакопичення, класичними прикладами якої можуть бути стрічкові глини, фліш, деякі вугленосні відкладення. У геотектоніці й динамічній геології можна говорити про Р. "твердих припливів", деяких про Р. пульсації Землі, що проявляються через 25 мли років, або Р. структурно-геологічних перебудов у фанерозої, які відбуваються через 75-80 млн років. У палеогеографії Р. може встановлюватися для деяких трансгресивно-регресивних процесів, можливо, окремих кліматичних проявів (наприклад, великих зледенінь, що відбуваються в пізньому докембрії і фанерозої приблизно через 300 млн років). Р. трактується іноді як синонім періодичності або циклічності, що не можна визнати правильним. Головним показником і критерієм виділення Р. є узгодженість і впорядкованість протікання, повторюваність певних геологічних процесів і явищ через чітко окреслені інтервали часу. Р. широко використовується в стратиграфії (ритмостратиграфія), де обґрунтовується виділення різноманітних ритмокомплексів, ритмопачок та ін. підрозділів, що базуються на більш або менш чітких повтореннях у часі.

Ритми в розвитку земної кори є одними з найбільш обґрунтованих повторень, що відбуваються через чіткі інтервали часу. Для фанерозою добре доведено прояв через 75-80 млн років структурно-геологічних перебудов, що різко змінюють седиментаційно-палеогеографічний і тектоно-магматичний план розвитку більшості рухливих областей. Складовою таких повторів є тектонічні фази, найбільш виразні прояви яких відбуваються приблизно через 26 млн років. Кожна третя перебудова виражається однотипно: після активного сіалічного магматизму й консолідації материкових площ починаються їхні розколи, материковий рифтогенез, базито-вий вулканізм на великих площах; таке явище відбувалося 13, 245, 480 і 710 млн років тому. Це дозволяє говорити, щонайменше, про чотириразовий рівень повторення однотипних перетворень, які відбувалися через 26, 78, 234 і 700 млн років, а також про космічну його природу, оскільки таку тривалість прояву в часі можуть забезпечити лише розвиток планет і рухи у Всесвіті. Деякі дослідники пропонували використовувати подібні ритми для періодизації фанерозою та всієї історії земної кори.

Рифей (за давньою назвою Уральських гір) — нижній основний підрозділ верхнього протерозою за двочленного його поділу, стратиграфічний ранг і межі якого остаточно не встановлено. Виділений М. С. Шатським (1945) на Південному Уралі. Нижня вікова межа Р. останнім часом установлюється на рівні 1,65 млрд років. На підставі літологічного складу й решток строматолітів і мікро-фітолітів поділяється на три частини: нижній, середній і верхній, або бурзяній, юрматиній і каратавій, з віковими межами 1,4, 1,05 і 0,7 млрд років. Спочатку Р. був виділений як комплекс, представлений у стратотипі піщаниками, алевролітами, сланцями, конгломератами, вулканітами, карбонатними породами з чіткою циклічністю; потужність його на Тімані (Північ Європейської Росії) перевищує 13,5 км. Наразі Р. та його складові використовуються як стандартна (еталонна) стратиграфічна й геохронологічна одиниця для поділу верхнього протерозою. Наприкінці Р., на думку ПІат-ського, відбувався тектогенез, що створило складчасту систему Ті-мана.

Силур, силурійська система, С. період (за назвою давнього племені силурів, які населяли Уельс) — третя знизу система палеозою й період, що відповідає часу його формування. Виділений Р. Мурчі-соном (1935); у 1960 р. з його складу було виділено ордовик. Загальноприйнятого поділу С. немає; у нас він поділяється на два відділи й чотири яруси. Тривалість С. становить близько 28 млн років, його віковий інтервал, за сучасними положеннями, — 438-410 млн років. Це час великої морської трансгресії та значного вулканізму; наприкінці періоду виявлено різку регресію. Відомо невелике зледеніння, що, ймовірно, почалося ще в ордовику. С. був останнім періодом існування каледонських геосинкліналей в Атлантичному й Урало-Монгольському поясах. Серед тваринного світу С. дуже поширені граптоліти; рослини представлені водоростями, псилофітами, плауновими.

Стратиграфія (від лат. "опис шарів") — розділ історичної геології, або самостійна наука, що вивчає послідовності залягання та взаємозв'язки осадочних, метаморфічних і вулканогенних утворень у розрізі земної кори, а також географічне поширення різновікових відкладень. Термін був запропонований В. Смітом (1817). Завданням С. є розробка місцевих і регіональних стратиграфічних розрізів, а також загальної стратиграфічної шкали з метою створення одиниць для датування геологічних процесів і подій. Отже, С. установлює відносний вік усіх геологічних тіл, включаючи магматичні. Розвиток С. як науки базується на численних принципах і зазвичай регламентується стратиграфічними кодексами (звід основних положень класифікації, термінології, правил номенклатури), що розроблялися в багатьох країнах. У вузькому розумінні С. трактується як опис послідовності залягання геологічних утворень певної площі (країни, регіону, стандартного планшета карти); такою вона була вже на перших етапах проведення стратиграфічних досліджень. Послідовність залягання стратифікованих тіл (стратиграфічних підрозділів, або одиниць) установлюється або в результаті вивчення безпосередніх співвідношень їх у конкретних розрізах, або за палеонтологічними рештками; перший з цих напрямів отримав назву літостратиграфії, другий — біостратиграфії. Залежно від використання визначальних методів досліджень у С. виокремлюються такі напрями, як кліматостратиграфія, ритмо-(цикло-)стратиграфія, сейсмоС, хе-моС, екоС, С. подій; крім того, серед методів стратиграфічної кореляції виокремлюються геофізичні, палеомагнітні, структурно-геологічні, або діастрофічні (простежування регіональних розбіжностей). Напрям С, що вивчає геологічні тіла за часом їх утворення, називається хроностратиграфією, а за абсолютним віком — нуклеостратиграфією. Відповідно відносний вік магматичних тіл датується за спостережуваним прориванням інтрузивами одних відкладень і перекриттям їхніх виходів іншими, у результаті чого утворюється вікова "вилка" з тим чи іншим розкидом вікових значень. Запропоновані Д. В. Дробипіевим (193,9) термін "стратилогія" як наука про осадочні породи та Дж. Вейгельтом (1927) — "стратиномія", або вчення про орієнтоване розміщення неорганічних тіл у гірській породі, не набули поширення.

Структурно-геологічні перебудови — складне й не повною мірою ще вивчене історико-геологічне явище, що передбачає порівняно короткочасні (зазвичай упродовж 2-5 млн років) зміни палеогеографічного плану, тектонічних режимів і рухів на зразок магматизму, умов осадконакопйчення в більшості рухливих областей Землі. Результатом таких перебудов є закриття одних океанів і відкриття інших, початок формування гірсько-складчастих споруджень і вулкано-плутонічних поясів з іншим структурним планом розміщення. Літосферні плити в цьому випадку можуть почати рухатися в іншому напрямку та з іншою швидкістю. У фанерозої найбільш виразні С. г. п. відбувалися наприкінці раннього кембрію, у середині ордовику, на межі силуру й девону, наприкінці ві-зейського віку, наприкінці пермі, у середині келовейського й ту-ронського віків. Однією з найцікавіших особливостей цих перебудов є чітко виражена ритмічність повторення, прояв їх через 75-80 млн років.

Тетіс (за ім'ям давньогрецької богині моря Фетіди) — система протяжних морських і океанічних басейнів минулого, що розташовувалися на місці Середземноморського складчастого пояса й відокремлювали материки Ґондвана і Лавразія. Досить упевнено можна говорити про середньолалеозойський Т., або Палеотетіс, сліди якого фіксуються в герцинідах Центральної Європи, Великого Кавказу, Південних Гімалаїв. У пізньому палеозої західна частина цього Т. закрилася і на її місці сформувалися герциніди, а східна частина простяглася через Китай та Японію до Сіхоте-Аліню й навіть Коряцького нагір'я (судячи зі знахідок там так званої тетічної фауни); у цей час він являв собою гігантську затоку в межах Пан-ґеї. Характер мезозойських басейнів, які вже прийнято називати просто Т., істотно відрізнявся від характеру палеозойських: вони збільшувалися на заході й скорочувалися на сході. В окремі моменти цієї історії ширина океану сягала 4 тис. км. Басейни не залишалися однаковими, що було зумовлено періодичними розходженнями або сходженнями Ґондвани й Лавразії. У пізній крейді осьова частина Т. розташовувалася по лінії Дінаріди — Кіпр — Малий Кавказ, де фіксуються сліди відповідної океанічної кори. На північ від цього басейну розташовувалися великі окраїнно-материкові моря, у яких формувалися потужні флішові товщі (Альпи, Карпати) або писальна крейда, що збереглася на ділянках від Прикаспію до Англо-Паризького басейну. Останній етап існування Т. характеризується поділом його на ізольовані басейни, що відповідають сучасному Середземному морю й розташованому на півночі Пара-тетісу (Передальпійський і Передкарпатський прогини, Чорне й Каспійське моря). Близько 15 млн років тому морські басейни Паратетіса зникли, залишивши досить потужні товщі солей у Прикарпатті й Закарпатті та численні загадки для геологів. Іноді формулюються положення і про Пратетіс — океанічний басейн, що існував на місці пояса в пізньому докембрії.

Третинна система, Т. період — застаріла назва, що включає палеоген і неоген, які зЛ960 р. переведені в ранг самостійних систем і періодів. Термін був запропонований Д. Ардуїно (1758), і назву система отримала за більш ранніми уявленнями про первинні, вторинні, третинні й четвертинні відкладення на Землі. Багато дослідників назвами Т. с. і Т. п. користуються й зараз.

Тріас, тріасова система, Т. період (назва походить від тричленного поділу системи в Німеччині, де вона спочатку описувалася) — нижня частина мезозою, виділена Ф. Альберті (1834). У нас поділяється на три відділи й сім ярусів. Тривалість Т. п. становить трохи більше ЗО млн років (240-209). Характерною ознакою Т. с. є переважання в ній теригенних відкладень, у тому числі широкий розвиток червоноколірних відкладень, за невеликої кількості карбонатів і незначної вугленосності. Це час великих регресій, що почалися ще наприкінці пермі. Водночас у цей період починає оформлятися мезозойський океан Тетіс. Наприкінці середнього тріасу відбувалися значні тектонічні рухи, відомі як фаза Акійосі. Для Т. п. характерним є відновлення морської і континентальної фауни після великого вимирання, що відбувалося на межі з перм'ю. Серед безхребетних найбільш численними були двостулкові молюски, почали з'являтися белемніти. У воді жили плезіозаври та іхтіозаври (водні рептилії).

Фанерозой (від грецьк. "явне життя") — останній великий підрозділ стратиграфічної пікали та інтервал часу, протягом якого сформувалися палеозой, мезозой і кайнозой. Його повна назва — фанерозойська еонотема (еон); термін був запропонований Г. Чедві-ком (1930). Це сукупність усіх утворень (переважно осадочних), що залягають вище протерозою. Для них характерною є наявність достовірних і значною мірою поширених органічних решток з мінеральним кістяком, на підставі яких здійснюється найбільш детальний та обґрунтований їх стратиграфічний поділ, зіставлення, складено загальну стратиграфічну шкалу. Ф. у цьому аспекті протиставляється криптозою, або докембрію, — часу прихованого життя.

Фліш (від нім. "текти") — своєрідне ритмічне чергування тонких шарів піщано-глинистих порід (піщаники, аргіліти) або піщано-глинясто-карбонатних порід ("карбонатний Ф.", що включає також вапняки або мергелі). Широко розповсюджена геосинклінальна формація, що є основою будови складчастих областей Альп і Карпат (крейда-палеоген), Гірського Криму (верхній тріас— нижня юра), що дозволяло виокремлювати своєрідний флішовий басейн і навіть "флішовий океан". Виникають у внутрішніх і зовнішніх прогинах геосинкліналі, коли утворюються стійкі депресії та відносно вузькі підняття (Кордільєри). Певні складності становило розшифрування умов утворення Ф. Якщо спочатку це пов'язувалося зі зміною глибин басейну седиментації, то згодом — з проявом епізодичних каламутних потоків, що були зумовлені періодично повторюваними сейсмічними "струсами", виявленими на значних площах. Велика розмаїтість Ф. вимагала виділення флішового сімейства формацій (геогенерацій), до складу якого включаються субфліш, флішоїди та ін. Характеризується проявами свого формування впродовж тривалого часу й різними за тривалістю повторами, що робить його цікавим для вивчення хронології тектогенезу.

Цикл геотектонічний (тектонічний, ГТЦ) — сукупність геологічних явищ від закладення геосинкліналі до завершення на цьому місці гороутворюючих процесів, що формують складчасте спорудження. Відповідно, у складі такого циклу може виокремлюватися геосинклінальна й орогенна стадії, розділені різкою зміною тектонічних режимів, або їх інверсією; остання найчастіше виявляється інтенсивною складчастістю, яку називають головною. Учення про Ц. г. є одним з основних теоретичних положень, прийнятих у розшифруванні умов розвитку земної кори, найголовніших її закономірностей. Уявлення про цикли були накреслені М. Бертраном (1887) і більш повно сформульовані Г. Штілле (1940). Найбільш вірогідно уявлення про ГТЦ розроблено для фанерозою, хоча й тут точка зору на їхню кількість і вік істотно різняться. Серед найбільш відомих у фанерозої необхідно назвати салаїрський, каледонський (ранній і пізній), герцинський, індосинійський, кіммерійський, альпійський цикли. Для докембрію можна говорити лише про окремі складчастості (гренвільську, карельську, саамську та ін.), сукупності геосинклінально-орогенних процесів, а також інверсії тектонічних режимів, які умовно можна зіставити з ГТЦ циклами фанерозою. Однією з найважливіших особливостей ГТЦ слід вважати те, що геосинклінальним стадіям в одних рухливих тектонічних системах відповідають орогенні — в інших; це дозволило запропонувати принципово іншу схему їх розвитку, своєрідну "об'ємну" модель такого тектогенезу.

Циклічність — існування циклів, або властивість природних явищ, процесів і сформованих геологічних тіл (формацій, шарів) утворювати кількаразове закономірне повторення. Ц. відбиває повторюваність мінливих умов — палеогеографічних (існування на тих самих площах морських і континентальних басейнів, зміни кліматів), тектонічних, магматичних (геосинклінальний і ерогенний магматизм), седиментаційних (осадконакопичення). Відповідно виокремлюють цикли геотектонічні, цикли Вільсона (розкриття й закриття окремих океанів), цикли геосинклінального й ерогенного магматизму (тектоно-магматичні), цикли осадконакопичення, геологічні. Учення про Ц. і принцип Ц. — важливий і дуже широкий напрям геологічних досліджень і фундаментальних положень; його навіть запропоновано виокремлювати в самостійну науку або науковий напрям — літмологію (10. М. Карогодін).

Час — у геохронології — інтервали геологічної історії, що відповідають тривалості формування місцевих і регіональних, а також допоміжних стратиграфічних підрозділів загальної шкали. Відповідно можна говорити про карельський, верхоянський, київський, голоценовий Ч.; природно, що тривалість цих проміжків може бути будь-якою. Водночас це одне з найважливіших історико-геологічних, тектонічних і навіть філософських понять, що позначає тривалість певного процесу або явища, окремий проміжок або момент в еволюції розвитку, слушна пора для якогось прояву; у цьому розумінні Ч. використовується як термін вільного користування. Так, можна говорити про геологічний і догеологічний Ч. в історії Землі, Ч. існування наземного рослинного світу, Ч. появи кістякової фауни, Ч. (етап) геосинклінальної або орогенної стадій у геотектонічному циклі, Ч. рудоутворення в гідротермальному процесі, Ч. життя гір або вулканізму.

Четвертинна система, Ч. період — останній стратиграфічний й геохронологічний підрозділ кайнозою. Тривалість його, за різними уявленнями, становить від 0,6 до 5 млн років, найбільш обґрунтованою є величина в 1,78 млн років. Була встановлена Ж. Денуайє (1829) і названа за заляганням на "третинних" відкладеннях. Синонімами Ч. с. і Ч. п. є антропоген (за появою в цей час людини) і квартер. За особливостями зміни кліматів Ч. п. поділяють на чотири пори: ранньо-, середньо-, пізньочетвертинний й сучасний, або голоценовий (голоцен). Загалом же для Ч. с. характерним є переважно генетичний поділ його утворень (річкові, озерні, морські, льодовикові та ін,).- Важливою історико-геологічною особливістю Ч. п. було значне похолодання й великі зледеніння в північних приполярних областях Євразії й Америки. З огляду на своєрідність сформованих у Ч. п. континентальних утворень і практично повсюдного їх поширення, геологія четвертинного періоду (четвертинна геологія) стає предметом спеціального вивчення. Останнім століттям діяльність людини стає важливим геологічним фактором, що вимагає вивчення і координації.

Четвертинні зледеніння — розвиток льодовикових процесів у заключну стадію новітнього етапу геологічної історії в Північній півкулі Землі. Найбільш ранні датування льодовикових відкладень тут становлять 4-5 млн років; у цей час оформилося Ісландсько-Фарерське підняття, що перегородило Північну Атлантику. Згодом виникли льодовики в Ґренландії, Ісландії, на о-вах Канадського Арктичного архіпелагу, у Скандинавії, Південній Америці (Патагонія) та ін. Період великих Ч. з. почався близько 1,8 млн років і завершився близько 10 тис. років тому. Потужність крижаного покриву становила не менш ніж 2,5 км. Під час максимального поширення цим процесом була охоплена не менш ніж третина поверхні суходолу (близько 45 млн км2), а площа морських льодів у два-три рази перевищувала сучасну. У ранньому плейстоцені Північної Америки виділено сім морен; на Східноєвропейській платформі та в Альпах зафіксовано шість Ч. з.; у ранньому й середньому плейстоцені Британських островів відомо п'ять похолодань. Найбільш; повно вивчено Великий Скандинавський льодовиковий щит. Максимальним у четвертинний період на наших площах було Дніпровське зледеніння, упродовж якого льодовики просувалися долинами річок до широти 50° у Європі й 40° у Північній Америці.

Юра, юрська система, Ю. період (названий за Юрськими горами) — друга знизу система мезозою, виділена О. Броньяром (1829). Поділяється на три відділи, які мають власні назви (лейас, догер, мальм) та одинадцять ярусів. Тривалість Ю. п. становить 71 млн років. Він був часом активних тектонічних рухів, що знаменували перехід від геосинклінальної стадії розвитку кіммерійського циклу до орогенної. У середині й кінці юри відбувалися регіональні трансгресії. У другій половині Ю. п. почалося розкриття молодих океанів (Північної Атлантики, Північного Льодовитого та Індійського океанів). Перша половина Ю. характеризувалася вологим кліматом, а друга — його аридизацією (Південна Азія). В Африці сталися грандіозні базальтові виливи. Масштаби юрського вугленакопичення більші порівняно з тріасовим, але значно поступаються пізньопалеозойському та крейдяному. Оновлюється склад амонітів; досягають свого розквіту белемніти, з'являються літаючі ящери та птахи. Ю. — час розквіту морських іхтіозаврів і плезіозаврів.

Япетус — океан, що знаходився на місці Атлантичного складчастого пояса, або сучасної Північної Атлантики, у пізньому докембрії-ранньому палеозої; його існування вірогідно можна встановлювати для Інтервалу часу 630-400 млн років тому. На південному заході Я. відкривався в Палеопацифіку, або давньому Тихому океані, а на північному сході з'єднувався з Уральським і Арктичним палеоокеанами. Максимум розвитку Я. належить до першої половини ордовику, коли його ширина досягала 3000 км. У середньому палеозої на місці Я. сформувалися гірсько-складчасті спорудження (сучасні каледоніди Аппалачів та Європи), а з пізньої юри, або 165 млн років тому, тут почалося формування сучасного Атлантичного океану.