

Univerzita Karlova
Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Geologie



Martin Kubíček

Prvohorní zalednění jako obdoba kvartérních glaciálních cyklů?
Paleozoic glaciation as an analog for Quaternary glacial cycles?

Bakalářská práce

Vedoucí práce: Mgr. Jiří Laurin, Ph. D.

Konzultant práce: prof. RNDr. Stanislav Opluštil, Ph. D.

Praha, 2023

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne 18. 8. 2023

Martin Kubíček

Poděkování:

V první řadě bych rád poděkoval mému školiteli Mgr. Jiřímu Laurinovi, Ph. D. za zasvěcení do tajů klimatických změn v historii Země, odborný dohled, věnovaný čas a věcné rady. Obzvláště si cením laskavého a trpělivého přístupu. Další dík patří konzultantovi prof. RNDr. Stanislavu Opluštilovi, Ph.D. a Geofyzikálnímu ústavu AV ČR za zapůjčení počítače s programem CorelDraw. V neposlední řadě děkuji mým rodičům a prarodičům, kteří mě v průběhu studia podporovali morálně i finančně.

Abstrakt:

Bakalářská práce je zaměřena na srovnání dvou hlavních ledovcových období fanerozoika, mladopaleozické doby ledové a zalednění v kenozoiku a pleistocénu. Hlavním cílem práce je porovnání faktorů vedoucích ke glaciaci a jejich řídicích mechanismech na krátkodobé a dlouhodobé úrovni, srovnání základních znaků zemských cirkulačních systému. V neposlední řadě také vymezení nevyřešených otázek a úvaha nad možností využití robustnějších dat z kenozoika, které poukazují na velmi komplexní chování klimatického systému a jeho složek.

V obou porovnávaných obdobích se jeví hlavním řídicím faktorem klimatu obsah skleníkových plynů v atmosféře. Dalším společným znakem je sestupný trend teploty, projevující se zpočátku méně výraznou a dynamickou glaciací v období svrchního devonu, eocénu a oligocénu. Charakteristický je přechod do nejchladnějších fází s nejnižší průměrnou teplotou a největším objemem kontinentální kryosféry. Na základě obsahu CO₂, amplitudy glacieustatických oscilací nebo projevů Milankovičových cyklů je možné považovat za analog pleistocénu sled několika glaciačních eventů v intervalu serpuchov až sakmar. Rozdíl oproti relativně uniformnímu pleistocennímu zalednění spočívá v přítomnosti velkého počtu glaciačních center v prostoru Gondwany.

Určitá podobnost je zaznamenána v krátkodobých astronomicky řízených vlivech. V obou obdobích je zaznamenán vliv sto tisíciletého cyklu, přestože je studium krátkodobých vlivů postiženo nižším datovacím rozlišením. Bližší porozumění vlivu Milankovičových cyklů je z hlediska kusých informací prozatím problematické.

Klíčová slova: klima, prvohory, zalednění, orbitální cykly, Milankovič, cyklotéma, glaciální cykly, kvartér, pleistocén

Abstract:

This bachelor thesis is focused on the comparison of the two main glacial periods of the Phanerozoic, the Late Paleozoic Ice Age and the Cenozoic Ice Age including Pleistocene. The main goal of the thesis is to compare the factors of glaciation and their controlling mechanisms on short and long-term scales, and the basic features of the Earth's circulation. Last but not least, the evaluation of unresolved questions and consideration of the possibility of using data from the Cenozoic, which point to a very complex behaviour of the climate system components.

In both periods compared, the main climate driver appears to be the atmospheric greenhouse gas content. Another common feature is the declining trend in temperature, manifested initially by a less significant and ephemeral glaciation during the Upper Devonian, Eocene and Oligocene. The transition to the coldest phases with the lowest average temperature and the largest ice volume is characteristic. Based on CO₂ content, amplitude of glacioeustatic oscillations or Milankovitch cycles, a sequence of several glaciation events in the Serpukhovian to Sakmarian interval can be considered as an analogue of the Pleistocene. The difference from the Pleistocene glaciation is presence of a large number of glaciation centres in the Gondwana area.

Some similarity is noted in the short-term astronomically driven influences. In both periods, the presence of the 100 kyr cycle is noted, although the study of short-term influences is affected by lower dating resolution. A closer understanding of Milankovitch cycles is problematic for now in terms of relatively poor, insufficient and fragmentary data.

Key words: climate, Paleozoic, glaciation, orbital cycles, Milankovitch, cyclothem, glacial cycles, Quaternary, Pleistocene

Obsah:

Úvod	8
1. Mechanismy klimatických změn	9
1.1. Změny v příjmu energie	9
1.1.1. Svítivost Slunce v geologické historii Země	9
1.1.2. Orbitální změny insolace – Milankovičovy cykly	9
1.1.2.1. Náklon zemské osy (oblikvita)	9
1.1.2.2. Excentricita oběžné dráhy Země	10
1.1.2.3. Precese	11
1.1.2.4. Insolace	12
1.2. Změny v hospodaření s přijatou energií	12
1.2.1. Skleníkový efekt	12
1.2.2. Všeobecná cirkulace atmosféry	13
1.2.3. Povrchová oceánská cirkulace	14
1.2.4. Hlubokomořská cirkulace	14
1.2.5. Upwelling	15
1.2.6. Uhlíkový cyklus	16
2. Časová měřítka klimatických změn	17
2.1. Dlouhodobé klimatické změny	17
2.2. Krátkodobé klimatické změny	20
3. Hlavní ledovcové fáze fanerozoika: pozdní kenozoikum	20
3.1. Charakteristika a časová měřítka	20
3.1.1. Zdroje informací	21
3.1.1.1. Hlubokomořské sedimenty	21
3.1.1.2. Ledovcové vrty	21
3.1.1.3. Záznam eustatických změn (far-field response)	22
3.1.2. Klimatický vývoj a záznam glaciace	22
3.2. Dlouhodobé klimatické vlivy	23
3.2.1. Obsah CO ₂	23
3.2.2. Vliv kolizní tektoniky na klimatický režim kenozoika	24
3.2.3. Změny v paleogeografii a oceánském proudění	25
3.3. Krátkodobé klimatické vlivy	27
3.3.1. Orbitální kontrola glaciace	27
3.3.1.1. Předpleistocenní orbitální vlivy	27
3.3.1.2. Orbitální kontrola ve spodním pleistocénu	29
3.3.1.3. Orbitální kontrola ve svrchním pleistocénu	30

3.3.2. Orbitální kontrola monzunů a intratropické zóny konvergence (ITCZ).....	32
3.3.3. Dansgaard-Oeschgerovy eventy	34
3.3.4. Heinrichovy eventy.....	34
3.4. Nevyřešené otázky.....	34
3.4.1. Mid-Pleistocene Transition (MPT).....	34
3.4.2. 100 tisíciletý problém	35
3.4.3. MIS 11 (Marine Isotope Stage 11)	36
4. Hlavní ledovcové fáze fanerozoika: pozdní paleozoikum.....	37
4.1. Charakteristika.....	37
4.1.1. Historie výzkumu	37
4.1.2. Zdroje informací.....	39
4.1.2.1. Proximální sedimenty (near-field).....	39
4.1.2.2. Distální sedimenty (far-field)	39
4.1.3. Klimatický vývoj, doklady zalednění.....	40
4.1.3.1. Inicializační fáze.....	41
4.1.3.2. Hlavní fáze.....	41
4.1.3.3. Terminální fáze.....	43
4.2. Dlouhodobé řídicí faktory	43
4.2.1. CO ₂	43
4.2.2. Tektonické vlivy v mladším paleozoiku.....	44
4.2.3. Efekt topografie na glaciaci	45
4.3. Krátkodobé řídicí faktory	46
4.4. Nevyřešené otázky.....	47
4.4.1. Glaciace severní polokoule.....	47
4.4.2. Oceánská cirkulace	47
Diskuse	48
Závěr.....	53
Seznam použité literatury:	54

Seznam obrázků:

Obrázek 1:Schéma Milankovičových cyklů	10
Obrázek 2:Spektrální analýzy jednotlivých složek Milankovičových cyklů.	11
Obrázek 3:Základní schéma oceánské termohalinní cirkulace.....	15
Obrázek 4:Základní aspekty jednotlivých klimatických režimů.	18
Obrázek 5:Znázornění obsahu CO ₂ a klimatu v průběhu fanerozoika.	19
Obrázek 6:Sestupný termální trend v průběhu kenozoika na základě izotopových dat kyslíku.	21
Obrázek 7: Křivka obsahu CO ₂ v průběhu kenozoika.....	24
Obrázek 8:Vymezení tří kolizních fází v Himáláje v průběhu kenozoika a jejich časový překryv s obdobími ochlazení.....	25
Obrázek 9:Paleogeografická rekonstrukce z období eocénu. Znázorněny jsou oblasti otevírání a uzavírání oceánských komunikačních kanálů	27
Obrázek 10:Reakce tvorby a objemu ledu ve svrchním eocénu (červeně) na insolaci a její intenzitu	28
Obrázek 11:Schematické znázornění zpětné vazby CO ₂ na 41 kyr mód ve spodním pleistocénu	29
Obrázek 12: Schematické znázornění zpětné vazby CO ₂ a projev 100 kyr módu ve svrchním pleistocénu.	31
Obrázek 13:Podoba a rozsah ITCZ (interglaciál, glaciál, interstadiál, stadiál).....	33
Obrázek 14:Izotopová data δ ¹⁸ O za posledních 3,3 Ma	35
Obrázek 15: Výskyty glacienních sedimentů devonského, karbonského a permského stáří v prostoru polární a peripolární Gondwany.....	38
Obrázek 16: Litologie paralické cyklotémy	40
Obrázek 17: Stratigrafická příslušnost glacienních sedimentů mladšího paleozoika.....	40
Obrázek 18:Sekvence glaciačních intervalů na přelomu pennsylvanu a permu	42
Obrázek 19: Geochemická proxy pro mladší paleozoikum.....	45
Obrázek 20: Schéma glacieustatických oscilaci v průběhu LPIA.....	47

Seznam tabulek:

Tabulka 1: Sumarizace vybraných paleoklimatologických a sedimentologických zdrojů, dostupnost a použití metod v obou porovnávaných obdobích	48
--	----

Úvod

Glaciace v mladším paleozoiku (Late Paleozoic Ice Age-LPIA: 370-260 Ma) společně s mladším kenozoikem a pleistocénem (34 Ma-11700 BP) tvoří hlavní ledovcové fáze fanerozoika. I přes mnohaletý výzkum a solidní datovou základnu stále mnohým mechanismům nerozumíme. Obě období vykazují nejen určité podobnosti, ale také klíčové rozdíly. Námětem této práce je shrnutí dosud publikovaných informací, systematické porovnání faktorů vedoucích ke glaciaci, jejich řídicích mechanismů na různých časových měřítkách v návaznosti na změny chemismu atmosféry a změny orbitálně řízené insolace. V neposlední řadě také vymezení nedořešených otázek a úvaha nad využitím analogií obou období pro směřování dalšího výzkumu.

I přes určité nejasnosti přináší robustní data z kenozoika a pleistocénu kvalitní informace o krátkodobých klimatických oscilacích, periodické glaciaci polárních oblastí, ale také o biotických změnách spojených s Milankovičovými cykly. Z tohoto důvodu je období kenozoika a pleistocénu cenným analogem pro výzkum ostatních ledovcových epoch geologické historie. Stále se zlepšující datovací, geochemické a sedimentologické metody nám umožňují aplikovat některé poznatky z mladšího kenozoika a pleistocénu v období svrchního paleozoika.

V opačném případě přináší klimatický režim svrchního paleozoika dlouhodobý kontext klimatických změn. Se svým trváním téměř sta milionů let zachycuje počátek a samotný vývoj ledovcového režimu, jeho dlouhodobé reakce na změny chemismu atmosféry, uplatňování jednotlivých složek Milankovičových cyklů a jeho postupné vyznění.

Výzkum mladopaleozoické doby ledové může být hodnotný zejména pro porozumění procesů změn klimatu v ledovcových režimech, které spolu umožnily nejen rozšíření lidského druhu, ale také rozvoj civilizace, jak ji známe dnes.

1. Mechanismy klimatických změn

„Klimatický systém je vysoce komplexní systém zahrnující pět hlavních složek: atmosféru, hydrosféru, kryosféru, zemský povrch a biosféru včetně jejich interakcí“ (IPCC, 2007, s. 79). Jako změnu klimatu vnímáme výkyvy průměrných podmínek, zejména teplotních a srážkových, v klimatickém systému. Vzhledem k tomu že hlavním zdrojem energie pro tento systém je sluneční záření, lze mechanismy klimatických změn rozdělit na dvě základní skupiny. Změny řízené trendy a fluktuacemi v příjmu sluneční energie, a změny související se schopností klimatického systému přijatou energii udržet a hospodařit (IPCC, 2007).

1.1. Změny v příjmu energie

1.1.1. Svítivost Slunce v geologické historii Země

Do této kategorie spadají především změny ve výkonu Slunce, které v sekulárním měřítku souvisejí s pokračující nukleární fúzí a nárůstem heliového jádra (např. Bahcall et al. 2001). Krátkodobé změny v množství a frekvenční struktuře slunečního záření pak souvisí se změnami magnetického pole Slunce, z nichž nejznámější je jedenáctiletý Schwabův cyklus (např. Lockwood et al 2010). Sezónní a geografická distribuce solární energie na povrchu planety je dále silně ovlivněna astronomickými, tzv. Milankovičovými cykly, jimž se podrobněji věnuje následující kapitola.

1.1.2. Orbitální změny insolace – Milankovičovy cykly

Milankovičovy cykly jsou pojmenovány podle srbského matematika Milutina Milankoviče (1879-1958), kterému se podařilo zpracovat model zemského oslunění na základě astronomických pohybů, které zahrnují náklon zemské osy, excentricitu a precesi. Práce byla publikována v roce 1941 a nese název *Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem*.

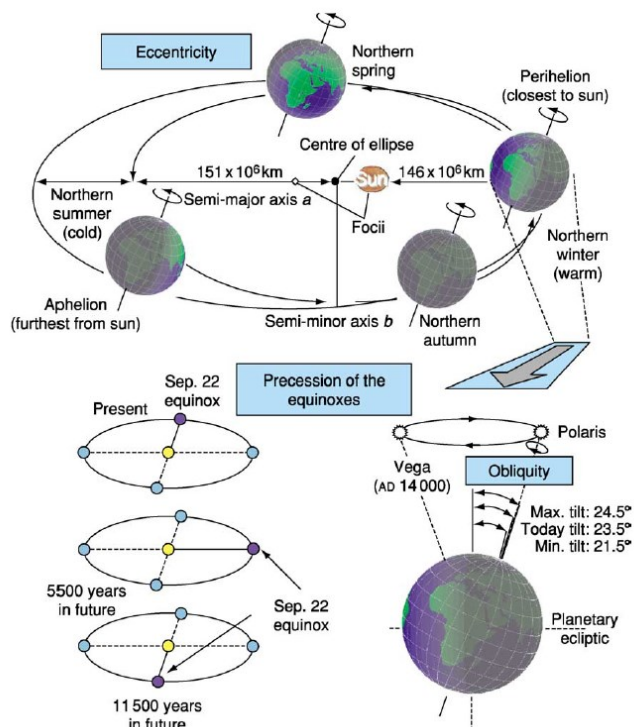
1.1.2.1. Náklon zemské osy (oblikvita)

Úhel náklonu zemské osy k rovině ekliptiky se v průběhu času mění v důsledku gravitačních interakcí těles ve Sluneční soustavě (Laskar et al. 2004). Ve svém minimu dosahuje $22,2^\circ$, naopak v maximu se blíží $24,5^\circ$ (dnešní hodnota $23,4^\circ$) (obr. 1). V případě vysokého úhlu náklonu je severní polokoule vystavena při letním slunovratu většímu množství slunečního záření a naopak. Stejná situace nastává na jižní polokouli při zimním slunovratu. Důsledkem toho se mění intenzita roční insolace ve vysokých zeměpisných šířkách, změny náklonu zesilují nebo naopak potlačují sezonalitu. Tento efekt se projevuje zejména v polárních oblastech. Pozice obratníků a polárních kruhů je definována náklonem

zemské osy, tudíž dochází k jejich dlouhodobým posunům. Perioda i amplituda náklonu zemské osy se jeví relativně stabilní v cyklu 41 kyr (Laskar et al. 2004). Dalšími periodami jsou 54 kyr a 29 kyr (obr. 2) (Pälike, 2005).

1.1.2.2. Excentricita oběžné dráhy Země

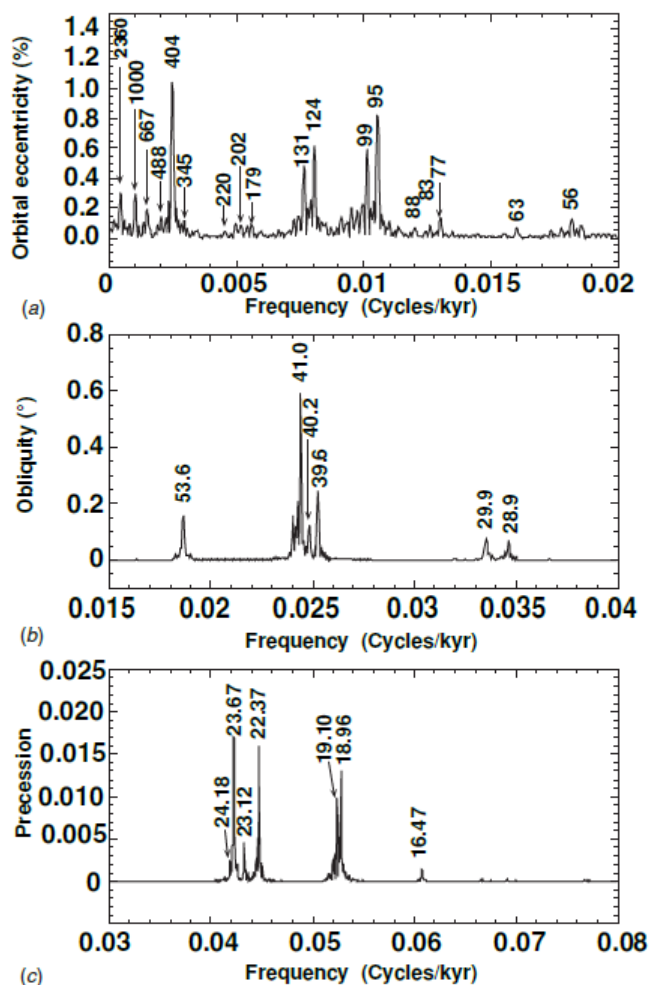
Oběžná dráha Země kolem Slunce je eliptického tvaru, přičemž Slunce spočívá v jednom z ohnisek, druhé zůstává neobsazeno. Tvar elipsy není dlouhodobě stabilní, excentricita elipsy kolísá od 0,005 do 0,0607 (obr. 1). V obdobích s vyšší excentricitou roste kontrast vzdálenosti Země-Slunce v perihéliu a aféliu. Při maximální excentricitě činí rozdíl insolace v průběhu roku 24% (Pälike, 2005) Excentricita se projevuje ve dvou hlavních módech, kratším 100 kyr cyklem a delším s periodou 413 kyr. Modulace se slabší amplitudou probíhají na úrovni 2.1 myr. Excentricita je jediným orbitálním parametrem, přímo kontrolujícím množství sluneční energie dopadající na planetu; prostorové a sezónní rozložení tohoto záření na povrchu atmosféry Země je však závislé na pozici ročních období vůči perihéliu a aféliu, čímž vzniká závislost klimatického vlivu excentricity na precesi zemské osy (Laskar et al. 2004).



Obrázek 1: Schéma Milankovičových cyklů: excentricita nahoře, precese rovnodenností vlevo dole, náklon zemské osy vpravo dole (převzato z Pälike, 2005).

1.1.2.3. *Precese*

Axiální precese zemské osy je pohyb, při kterém zemská osa provádí krouživý pohyb proti směru své rotace. Tento pohyb je způsoben gravitačním vlivem Slunce a Měsíce na výdut' zeměkoule v oblasti rovníku. Jeden cyklus rotace trvá cca 25700 let. Druhým precesním pohybem je precese eliptické oběžné dráhy. V tomto případě se otáčí celá elipticky tvarovaná oběžná dráha Země. Kombinované účinky těchto dvou precesních pohybů způsobují tzv. precesi rovníkenností. Jedná se o posun rovníkenností a slunovratů po oběžné elipse (obr. 1) ve dvou periodách, silnější 23000 let a slabší 19000 let (obr. 2). Důležitou roli zde hraje excentricita, proto je zaveden precesní index ($\epsilon \sin \omega$: ϵ -excentricita, ω -úhel mezi pozicí jarní rovníkennosti a aktuální periheliální pozicí Země). Migrace rovníkenností a slunovratů způsobují změny v příjmu sluneční energie v perihéliu a aféliu kontrolovanou excentricitou, která amplifikuje a zároveň vytváří obálku amplitudy precesních cyklů. Signál precese je na obou polokoulích v opačné fázi. (Ruddiman, 2008).



Obrázek 2: Spektrální analýzy jednotlivých složek Milankovičových cyklů, shora: (a) excentricita, (b) náklon a (c) precese (převzato z Hinnov, 2004).

1.1.2.4. Insolace

Změny v konfiguraci orbitálních parametrů se odráží na množství slunečního záření, dopadajícího na horní partie atmosféry v určité zeměpisné šířce a čase, který je pak přenášen prostřednictvím oceánských, atmosférických a biologických procesů do geologického záznamu. Integrál radiačního toku za specifický časový interval nazýváme insolace a lze ho vypočítat z excentricity, náklonu a precesního indexu. Přesný výpočet hodnoty insolace je velmi komplikovaný, přesto lze charakterizovat některé vlastnosti. Jediným parametrem, který přímo řídí množství přijaté sluneční energie je excentricita, jejím vlivem na vzdálenost planety od Slunce. V případě, že se změny insolace počítají pro určitou zeměpisnou šířku a časový úsek, hlavní příspěvek energie pochází z precese a náklonu zemské osy (Pälike, 2005).

1.2. Změny v hospodaření s přijatou energií

Hospodaření s přijatou energií je v zemském klimatickém systému výsledkem četných a značně komplexních procesů zahrnujících oceán, atmosféru, biosféru a litosféru (Ruddiman, 2008). Efekt na zemské klima je zprostředkován absorpcí a reradiací slunečního záření v atmosféře (skleníkový efekt, albedo) a distribucí pomocí zemských cirkulačních systémů, které jsou mechanismem prostorové i vertikální redistribuce tepla nebo důležitými činiteli uhlíkového cyklu (Barry & Chorley, 2003; Kump et al. 2010).

1.2.1. Skleníkový efekt

Skleníkový efekt je důsledkem interakce slunečního záření s atmosférou. Krátkovlnné sluneční záření prochází atmosférou a dopadá na povrch Země, který se zahřívá. Energie vyzářená zemským povrchem se nachází v pásmu infračerveného záření. Část záření vstupuje zpět do atmosféry s obsahem skleníkových plynů, zejména oxidu uhličitého (CO₂), metanu (CH₄), oxidu dusného (N₂O), troposférického ozonu (O₃) a také vodní páry. Molekuly těchto plynů mají schopnost absorbovat a zpět emitovat část infračerveného záření vyzářené povrchem Země. Výsledkem je ohřívání atmosféry. Radiační efekt jednotlivých plynů je závislý na koncentraci, ale také na absorpčním pásmu a schopnosti následné emise. Největší podíl na skleníkovém efektu má vodní pára a oxid uhličitý, vzhledem k vyšším koncentracím v atmosféře. Mnohem účinnějším skleníkovým plynem jsou oxid dusný a metan, jejichž molekuly jsou schopny absorpce přibližně 270x, resp. 20x více oproti CO₂. Na skleníkovém efektu nese podíl také oblačnost, přičemž závisí na jejím typu, míře pokrytí, výšce nebo charakteru záření.

Silný skleníkový efekt oxidu dusného a metanu je potlačen jeho nízkou koncentrací spolu s dlouhodobou nestabilitou v atmosféře. Efekt vodní páry je funkcí teploty, tudíž se jedná o zpětnou vazbu klimatického systému. (Barry & Chorley, 2003)

1.2.2. Všeobecná cirkulace atmosféry

Všeobecná cirkulace atmosféry zahrnuje tři buňky: Hadleyovu, Ferrelovu a polární. V oblastech mezi 10° severní a jižní šířky dochází vlivem slunečního záření k nejintenzivnějšímu zahřívání atmosféry. Tato oblast je nazývána zóna tropické konvergence (ITCZ – Intra Tropical Convergence Zone) nebo také pásmo rovníkových tíšin. Zahřátý vzduch stoupá do výšek circa 10 km a v rámci obou polokoulí směrem od rovníku. Na obou hemisférách proudí vzduchové masy směrem na východ vlivem působení Coriolisovy síly. Vzniká tak antipasát. V prostoru kolem 30° sestupují vzduchové hmoty směrem k povrchu Země, a vytváří pasátové proudění, které zasahuje až do spodní troposféry a je charakteristické stálostí intenzity i směru. Pasáty na severní polokouli vanou jihozápadním směrem, zatímco jižně od rovníku směrem severozápadním. Pasáty a antipasáty dohromady tvoří tzv. Hadleyovu buňku propojující rovníkovou oblast nízkého tlaku se subtropickou oblastí tlaku vysokého (Barry & Chorley, 2003).

V pásech mezi 30°-60° s. a j. šířky není vzdušná cirkulace poháněna konvektivním pohybem, nýbrž je důsledkem cirkulace ve dvou sousedních buňkách, proto se pohybuje opačným směrem a nazývá se Ferrelova buňka. Ze severu je ohraničena polárním tryskovým prouděním, zatímco jižní hranici tvoří subtropické tryskové proudění. Klesající vzduch pocházející z Hadleyovy buňky je transportován polárním směrem, vlivem Coriolisovy síly je stáčen na východ za vzniku západního proudění. Dále na severu se dostává do kontaktu s chladným polárním vzduchem způsobující stoupavý pohyb zpět do nižších zeměpisných šířek (Barry & Chorley, 2003).

Buňka polární atmosférické cirkulace vykazuje konvekční charakter, avšak z hlediska intenzity jde o nejslabší cirkulaci. V oblasti polárních kruhů vystupují vzduchové masy do tropopauzy a pohybují se polárním směrem. V oblasti pólu je vzduch ochlazen a klesá. Tlaková výše v oblasti pólů způsobuje pohyb vzduchových mas zpět k polárním kruhům. Vlivem otáčení země se odchyluje jihozápadním směrem od severního pólu a severozápadním směrem od pólu jižního (Barry & Chorley, 2003).

1.2.3. Povrchová oceánská cirkulace

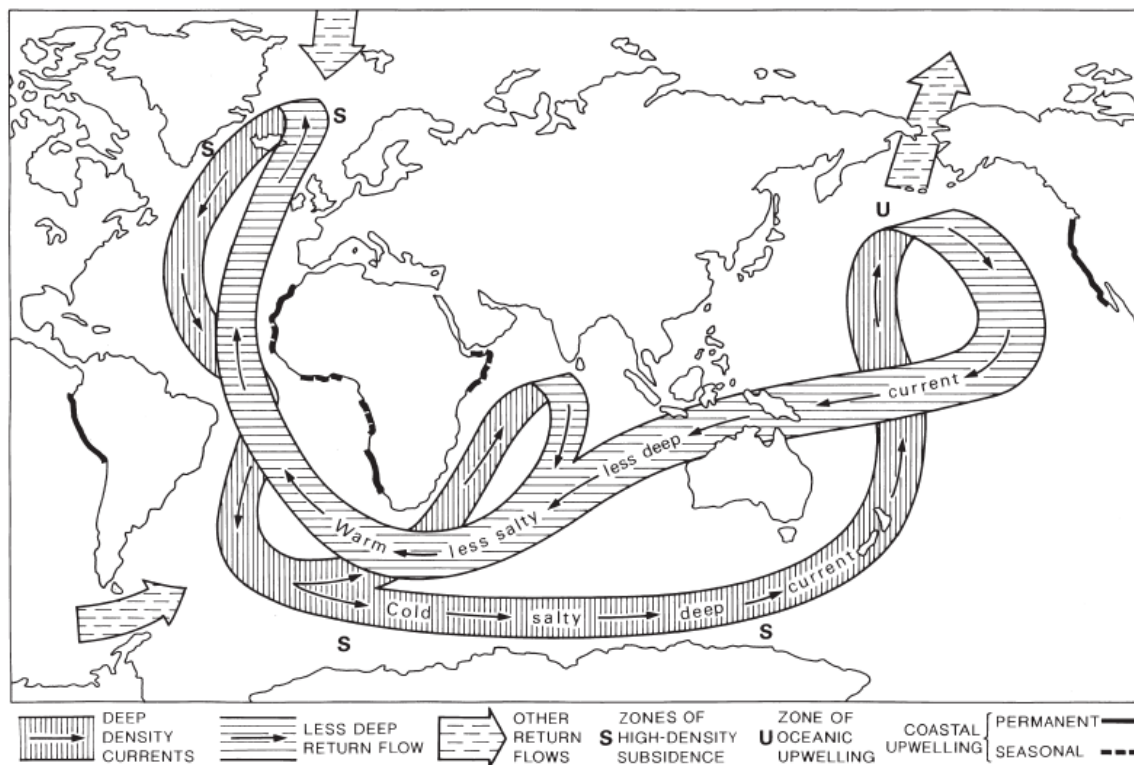
Povrchová cirkulace oceánů úzce souvisí s atmosférickým prouděním, rozložením kontinentů, slapovými jevy i rotací Země a s ní spojenou Coriolisovou silou. Charakteristický je výskyt subtropických koloběhů, úzce souvisejících s cirkulací atmosféry. Pohyb vodních mas směrem k rovníku je spojen s pasáty, zatímco pohyb od rovníku převládajícími západními větry. Subtropický koloběh na severní polokouli rotuje po směru hodinových ručiček (cyklonální), v případě jižní polokoule naopak (anticyklonální). Celkem na planetě existuje pět subtropických koloběhů: severoatlantský, jihoatlantský, severotichomořský, jihotichomořský a koloběh indického oceánu. Každý z těchto koloběhů se skládá z rovníkových proudů, západních okrajových proudů a východních okrajových proudů. V polárních oblastech jsou vytvořeny polární koloběhy, uváděné do pohybu východními větry. Unikátním případem je cirkumpolární antarktický proud zvaný západní příhon (ACC-Antarctic Circumpolar Current) (Barry & Chorley, 2003).

Následkem minimální Coriolisovy síly na rovníku dochází ke slabému stáčení rovníkových proudů směrem od rovníku. Kumulující se voda na západních pobřežích vlivem gravitace proudí opačným směrem za vzniku rovníkového protiproudu (Barry & Chorley, 2003).

1.2.4. Hlubokomořská cirkulace

Hlubinným prouděním rozumíme pohyby vodních mas pod úrovní termokliny. Zatímco povrchová vrstva oceánů je uváděna do pohybu převážně větrem, v případě hlubokých vod se jedná o pohyby způsobené rozdíly v hustotě vody, související s teplotou a salinitou. Proto je tento jev nazýván oceánská termohalinní cirkulace (THC). Ke změnám v hustotě dochází snížením teploty nebo zvýšením salinity. Rozdíly v hustotě jsou způsobeny vertikálními pohyby související s klesáním studené vody a změnami ve slanosti způsobené tvorbou ledu v polárních oblastech. K sestupu chladných vod dochází zejména v oblasti Antarktidy a severního Atlantiku. Poté směřují do oblasti jižního Atlantiku, kde se spojují s chladnými vodami Antarktidy a vlivem Coriolisovy síly se pohybuje východním směrem. Zde se rozděluje na dvě větve, v Indickém oceánu vlivem míšení klesá salinita, vody vystupují blíže k hladině a vrací se do jižního Atlantiku. Podobná situace nastává v západním Pacifiku působením hlubokých vod o vyšší teplotě. Výsledný cirkulační model (obr.3) označujeme jako pásová cirkulace. Rychlost cirkulace dosahuje 10-20 km za rok v hloubkách větších než 1,5 km a doba oběhu ze severního Atlantiku do Pacifiku je odhadována na 500-1000 let. Změny v termohalinní cirkulaci mohou být způsobeny změnami salinity související

s přítokem sladké vody z tajících ledovců. Ačkoliv zůstává termohalinní cirkulace málo prozkoumána, jedná se o důležitý aspekt zemského klimatu. (Barry & Chorley, 2003).



Obrázek 3: Základní schéma oceánské termohalinní cirkulace (převzato z Barry & Chorley, 2003).

1.2.5. Upwelling

Důležitým aspektem pro pochopení vertikální oceánské cirkulace je tzv. Ekmanova spirála, popisující interakci Coriolisovy síly se směrem větru. Vlivem Coriolisovy síly dochází k odklonu povrchové vrstvy vodního sloupce od směru proudění větru. Severní polokoule je charakteristická deflekcí nejvyšší povrchové vrstvy doprava o 45°, v případě jižní polokoule opačně. Se zvětšující se hloubkou klesá rychlost proudění vody (tato disipace definuje tzv. Ekmanovu vrstvu), ovšem směr stáčení může být opačný již v hloubce 100 m. V důsledku toho je průměrný pohyb v Ekmanově vrstvě odkloněn až o 90° vůči směru proudění vzduchu nad hladinou. Následkem toho jsou povrchové oceánské proudy stáčeny na severní polokouli po směru hodinových ručiček a na opačné polokouli proti směru. Tento efekt je nazýván Ekmanův transport. Důsledkem Ekmanova transportu je pohyb vody směrem na západ od pobřeží. Zmíněný pohyb umožňuje výstup chladných vod z větších hloubek (100-300 m) směrem k hladině, který označujeme jako upwelling. Běžná rychlost upwellingu se pohybuje v řádu 1-2 m/den. Dalšími mechanismy upwellingu je atmosférické proudění směrem od pobřeží nebo paralelní s pobřežím. Upwelling se též vyskytuje

v místech divergence oceánských proudů, případně je důsledkem topografie mořského dna (Barry & Chorley, 2003; Kump et al. 2010).

Upwelling je klíčovým procesem v klimatickém systému, prostřednictvím transportu nutrientů (N, P, Fe) z větších hloubek do šelfových oblastí reguluje intenzitu biologické produktivity ve fotické zóně, která je důležitou složkou oceánského uhlíkového cyklu (Ruddiman, 2008).

1.2.6. Uhlíkový cyklus

Uhlík je zcela zásadním prvkem z hlediska kontroly zemského klimatu nejen na krátkodobé, ale i na dlouhodobé úrovni. Uhlíkový cyklus je velmi komplexní systém zahrnující zdroje, přeměny a toky mezi jednotlivými zemskými sférami. Uhlíkový cyklus je možné rozdělit na krátkodobý a dlouhodobý. Krátkodobý koloběh uhlíku probíhá na sezónní úrovni a souvisí zejména s procesy primární organické produkce (fotosyntézy) a dekompozice (Kump et al. 2010). Mezi krátkodobé rezervoáry uhlíku patří atmosféra, povrchová vrstva oceánu nebo vegetace, kde probíhá výměna relativně rychle. Z geologického a paleoklimatologického hlediska je zásadní dlouhodobý uhlíkový cyklus, do něhož jsou zahrnuty i procesy v zemském plášti a litosféře. Hlavní mechanismy emitace CO₂ souvisí s vulkanickou činností. V opačném mechanismu fixace CO₂ figuruje zejména silikátové zvětrávání a rozpouštění karbonátových hornin (Ruddiman, 2008; Kump et al. 2010).

Chemická struktura silikátových minerálů se skládá z kationů (Na⁺, K⁺, Fe⁺², Mg⁺², Al⁺³) vázaných na tetraedry SiO₄. Vlivem dešťové nebo podzemní vody s rozpuštěným CO₂ (H₂CO₃) dochází k hydrolyze silikátových minerálů na jílové minerály, které jsou dále transportovány do oceánu. Intenzita chemického zvětrávání je závislá na teplotě a zdvojnásobuje se při nárůstu teploty o 10°C. Se zmíněným mechanismem jsou spojeny negativní zpětné vazby. Nižší obsah CO₂ v chladnějších obdobích, vyvolaný silikátovým zvětráváním vede ke snížení teploty, a tedy i utlumení chemického zvětrávání odčerpávání CO₂, jehož následkem je redukce ochlazení. Obdobná reakce probíhá při teplém klimatu, který zintenzivňuje chemické zvětrávání a srážky, které vedou skrze vyšší odčerpávání k redukci počátečního oteplení (Ruddiman, 2008).

Na rozdíl od silikátového zvětrávání netvoří karbonátové rozpouštění zásadní podíl na dlouhodobém odčerpávání CO₂. Karbonátové rozpouštění probíhá v relativně krátkém časovém intervalu, uvolněné a do oceánu transportované iony (HCO₃⁻¹ a CO₃⁻²) se stávají zdrojem např. pro tvorbu schránek organismů (Ruddiman, 2008). Dle Kump et al. (2010)

hraje v roli též karbonátová kompenzační hloubka (CCD). Dalším mechanismem fixace CO₂ na dlouhodobé úrovni je ukládání organické hmoty v litosféře, které probíhá v sedimentárním prostředí oceánských i kontinentálních pánví nebo šelfů. Opačným proces je uvolňování skleníkových plynů z dlouhodobých rezervoárů následkem jejich expozice v okysličeném prostředí (Kump et al. 2010).

Poměr v odčerpávání a uvolňování CO₂ se v geologickém časovém měřítku (ačkoliv není zdaleka konstantní) se podílí na mechanismu zvaném planetární termostat. (Ruddiman, 2008).

2. Časová měřítka klimatických změn

Konkrétní zapojení výše uvedených procesů do mechanismů klimatických změn má silnou závislost na časovém měřítku. Např. atmosférické koncentrace CO₂ mohou hrát roli přímého řídicího faktoru v dlouhodobých (milion-letých) měřítkách (např. Royer et al. 2004), zatímco v měřítku astronomických změn (desítek a stovek tisíců let) lze v některých případech (např. v pozdním pleistocénu) doložit jejich druhotnou roli, kdy participují jako pozitivní (či negativní) zpětné vazby v reakci na astronomicky řízené změny insolace (např. Petit et al. 1999; Ruddiman, 2006).

2.1. Dlouhodobé klimatické změny

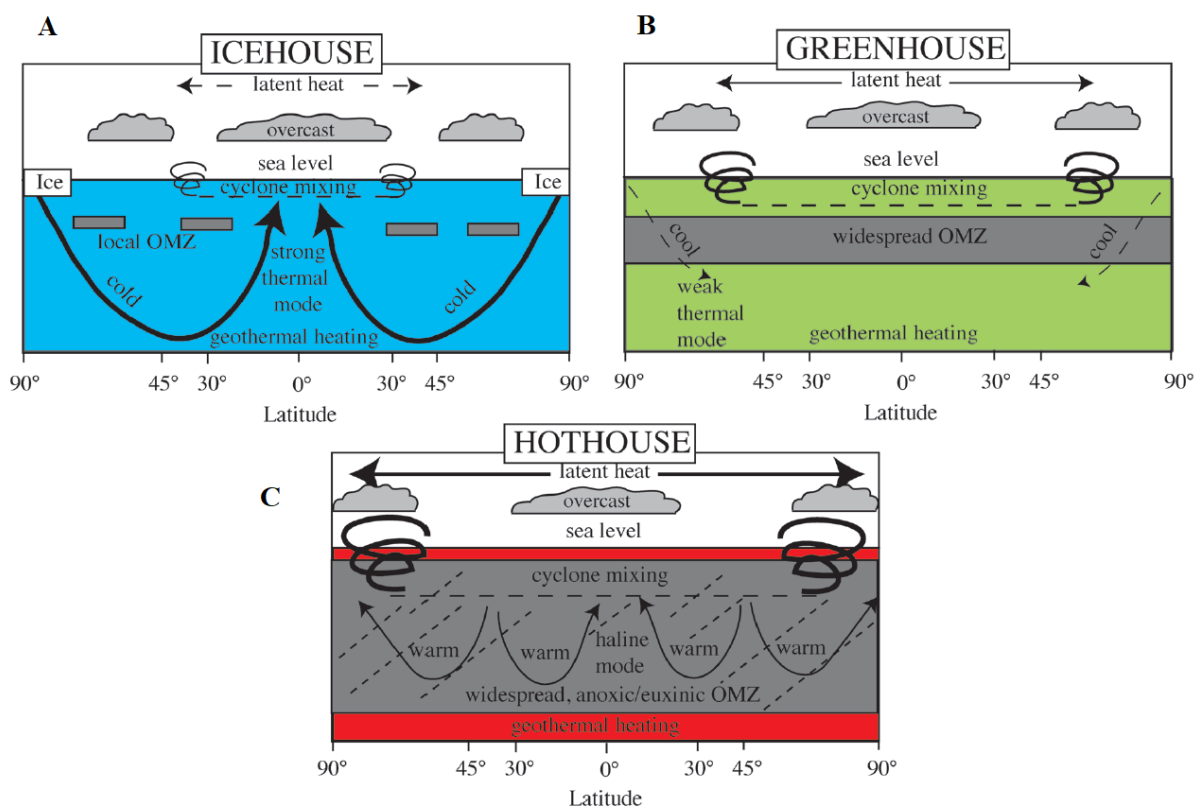
V geologické historii fanerozoika se odehrávají tři hlavní klimatické režimy:

(1) Ledovcový režim (*icehouse*) (obr. 4a) je charakteristický glaciací kontinentálního charakteru v polárních oblastech, přítomností horského zalednění a nízkou úrovní mořské hladiny. Právě ledovcový pokryv ve vyšších zeměpisných šířkách je zodpovědný za výrazný termální gradient oceánu, projevující se silnou termohalinní cirkulací transportující chladné vody do rovníkových oblastí. Intenzivní podobu mají také ostatní zemské cirkulační systémy, např. atmosférické proudění rovníkového směru, zvyšující přínos prachu do oceánu. Rozdíl průměrných teplot rovníku a pólů dosahuje 30°C. Tvorba hlubokých vod je též asociována s intenzivnější ventilací hlubokého oceánu, se kterou je spojena oxická povaha oceánu (Kidder & Worsley, 2010).

(2) Skleníkový režim (*greenhouse*) (obr. 4b) se vyznačuje nižším termálním gradientem a zeslabenou termohalinní cirkulací oceánu s delším setrváním hlubokých vod. Typické jsou anoxické eventy (OAE-Ocean Anoxic Event(s)). Přestože záznamy o kontinentálním zalednění ve skleníkových obdobích jsou diskutabilní, lokální ledovce nebo krátkodobá přítomnost mořského ledu lze považovat za pravděpodobné. Hladina světového oceánu

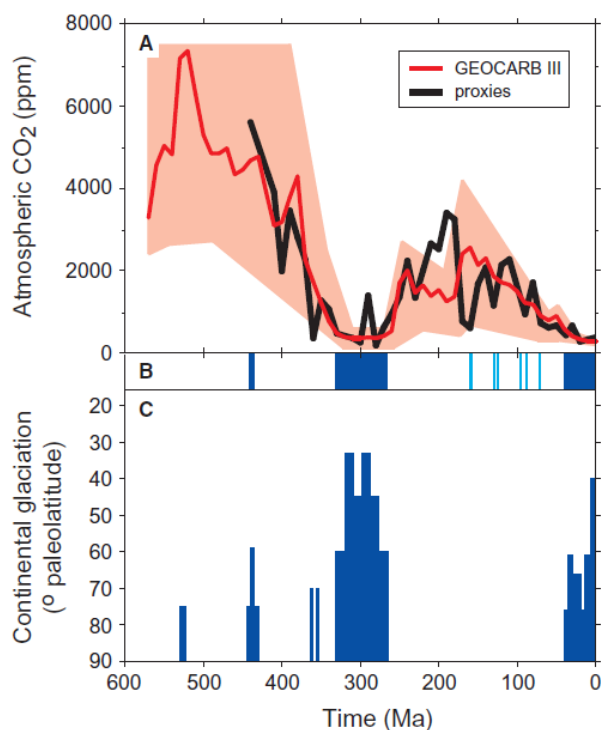
dosahuje vyšší úrovně oproti ledovcovému období. Teplotní kontrast vysokých a nízkých zeměpisných šířek je snížený, čítá přibližně 25°C. (Kidder & Worsley, 2010)

(3) Tzv. *hothouse* (obr. 4c) je charakteristický vysokou teplotou hlubokého oceánu, jehož cirkulační charakter je řízen zvýšenou evaporací. Oproti předchozím dvěma případům jsou hlavní oblasti tvorby hluboké vody (WSBW-Warm Saline Bottom Waters) situovány ve středních zeměpisných šířkách, přičemž zvláště efektivní je downwelling v uzavřených mořských doménách mediteránního typu. Vzestup těchto relativně teplých vod probíhá v boreálních oblastech a na rovníku. Snížená cirkulace se projevuje anoxickou až euxinickou povahou oceánu. Přechod do hothouse režimu je doprovázen fenoménem známým pod označením HEATT (Haline Euxinic Acidic Thermal Transgression), který spočívá v prohloubení a expanzi oceánských anoxií (Kidder & Worsley, 2010).



Obrázek 4: Základní aspekty jednotlivých klimatických režimů a jejich změn. Cirkulační mód oceánů, distribuce latentního tepla nebo oblastí upwellingu a anoxií. (A) ledovcový režim, (B) skleníkový režim, (C) hothouse (modifikace Kidder & Worsley, 2010).

Z hlediska časového rozsahu je v průběhu fanerozoika nejvíce zastoupen skleníkový režim (více jak 70 %), tzv. *icehouse* pokrývá 20-25 % časového intervalu a minoritně je zastoupen tzv. *hothouse* (<4 %). Skleníkový režim je vnímán jako výchozí klimatický systém, vyžadující přítomnost druhotných vlivů k přechodu do chladnějšího ledovcového nebo teplejšího „*hothouse*“ režimu. (Kidder & Worsley, 2010). Přechody zmíněných klimatických módů jsou úzce spojeny s vnitřními geologickými procesy v plášti a zemské kůře. Odezvou geologických procesů jsou dlouhodobé fluktuace skleníkových plynů v atmosféře, které jsou klíčovým řídicím faktorem klimatu na dlouhodobé úrovni („*CO₂ coupling*“). Období tektonické konvergence a kolize jsou intervaly vyznačující se typicky nižšími obsahy CO_2 , a tedy i nižší globální teplotou, přičemž koincidují s hlavními obdobími glaciace (obr. 5). Naopak skleníková období jsou vázána na disperzi kontinentů doprovázenou vyšší aktivitou na aktivních rozhraních. Z předem uvedených charakteristik je patrná vazba na superkontinentální cyklus (Royer, 2004; Ruddiman, 2008). Ačkoliv v případě himantského zalednění ve svrchním ordoviku zůstává efekt tektonických a erozních procesů blíže neznámý, Kump et al. (1999) ho považuje za pravděpodobný. V nejvýraznějších obdobích ochlazení ve fanerozoiku, tj. svrchní paleozoikum a mladší kenozoikum, je kauzální mechanismus prokázán (Royer, 2004; Scotese et al. 2021).



Obrázek 5: Znárodnění obsahu CO_2 a klimatu v průběhu fanerozoika. (A) křivka obsahu CO_2 v atmosféře z modelu GEOCARB III a proxydat, (B) výskyt glaciace ve fanerozoiku, (C) distribuce zalednění v poledníkovém směru (převzato z Royer, 2004).

Dodatečný vliv na dlouhodobé úrovni je též zprostředkován změnami v oceánské cirkulaci zahrnující tvorbu a zánik cirkumekvatoriálního proudu, kterou ilustruje situace v kenozoiku z práce Hotinski & Toggweiler (2003). Konkrétní klimatický vliv oceánského proudění a jeho tektonicky podmíněných změn je blíže popsán v kapitole 3.2.3.

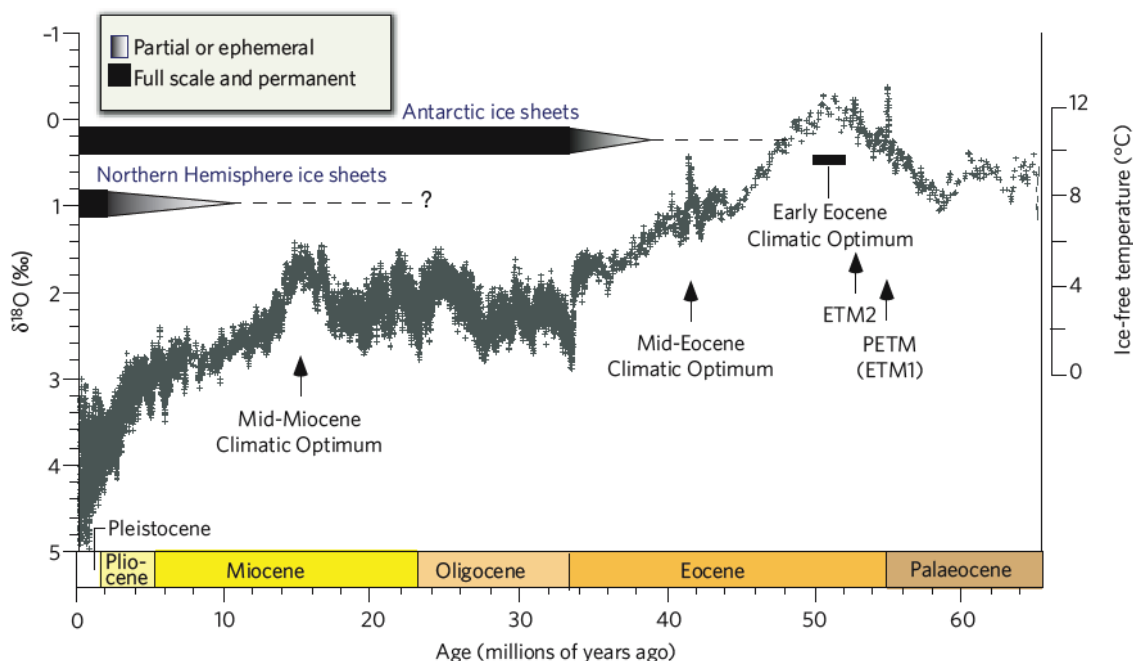
2.2. Krátkodobé klimatické změny

Původcem krátkodobých klimatických změn jsou astronomicky řízené cykly insolace (detaily v kapitole 1.1.2.) Typicky se tyto variace uplatňují v měřítku desítek a stovek tisíc let, odpovídající periodám Milankovičových cyklů a podřízeným zpětným vazbám. Na zmíněné relativně delší klimatické změny navazují fluktuace na mileniální úrovni (patrně zejména v posledních 10 kyr), spojené např. s kolísáním sluneční aktivity, vulkanismem nebo vnitřními interakcemi klimatického systému a cirkulačních mechanismů. Příkladem mohou být Dansgaard-Oeschgerovy, Heinrichovy události nebo Bondovy cykly (blíže popsány v kapitole 3.3.3.) (Ruddiman, 2008).

3. Hlavní ledovcové fáze fanerozoika: pozdní kenozoikum

3.1. Charakteristika a časová měřítka

V období posledních 65 milionů let prodělává zemský klimatický systém zásadní proměny na dlouhodobé i krátkodobé úrovni. Kenozoikum je z klimatického hlediska charakteristické zpočátku rostoucím (~65-50 Ma) a poté sestupným teplotním trendem a přechodem ze skleníkového (*greenhouse*) do ledovcového režimu (*icehouse*) (obr. 6) (Scotese et al. 2021). Postupné několikafázové ochlazení je doprovázeno glaciací, nejdříve jižní a poté i severní polokoule (Zachos et al. 2001). V zásadě sestupný charakter je zaznamenán nejen u teplot, ale také v koncentracích CO₂ v atmosféře (Zachos et al. 2008). Typické jsou fluktuace v podobě glaciálů a interglaciálů, odpovídající Milankovičovým cyklům, které v průběhu kenozoika a kvartéru prodělávají kontinuální vývoj z pohledu zastoupení jednotlivých orbitálních komponent (Zachos et al. 2001). Neméně dynamickou se jeví tektonická situace v kenozoiku. Budování rozsáhlých pohoří společně s paleogeografickými změnami ovlivňuje oceánskou i atmosférickou cirkulaci, mající za následek reakci zemských systémů. Vývoj klimatického režimu, který započal v kenozoiku pokračuje až do současnosti (Scotese et al. 2021).



Obrázek 6: Sestupný termální trend v průběhu kenozoika na základě izotopových dat kyslíku. Časový výskyt, lokace a mód kenozoického zalednění (převzato z Zachos et al. 2001).

3.1.1. Zdroje informací

3.1.1.1. Hlubokomořské sedimenty

Klastická složka pelagických sedimentů je tvořena zejména jílem a prachem. Rychlost sedimentace se pohybuje v řádu 1-5 mm za tisíc let. Vlivem nízké sedimentační rychlosti a absence rušivých vlivů jsou v pelagických sedimentech spolehlivě zachovány paleoklimatologické markery. Hlavní složkou pelagických sedimentů je eolicky transportovaný prach z pouštních oblastí, vulkanický popel nebo organické částice (např. z požárů). V závislosti na konkrétní podmínkách, vzdálenosti pevniny nebo hladiny karbonátové kompenzační hloubky CCD se v sedimentech hojně vyskytují mikrofosílie např. foraminifery, radiolárie nebo kokolítky (Nichols, 2009). Změny v objemu pliocenního a pleistocenního ledu (obr. 14) popisuje Lisiecki & Raymo (2005) na základě výkyvů $\delta^{18}\text{O}$. Jako ekvivalent pelagických sedimentů mohou sloužit sedimentární sekvence velkých jezer např. Bajkal, poskytující informace o orbitálních vlivech (např. Williams et al. 1997).

3.1.1.2. Ledovcové vrty

Proces vzniku ledu v ledovcích probíhá vlivem denzifikace a rekrystalizace sněhu v přibližně horních 100 m pokryvu. Časové měřítko je závislé na teplotě a akumulaci sněhu, od desítek po tisíc let. Ledovcové vrty poskytují cenné údaje o složení atmosféry, prostřednictvím reziduálních vzduchových bublin. Dále obsahují informace o srážkách nebo prachu a aerosolech v atmosféře. V neposlední řadě jsou hodnotným materiálem pro

rekonstrukce teplot, zachovaných v izotopech kyslíku $\delta^{18}\text{O}$. V oblasti Antarktidy patří mezi nejznámější vrt Vostok (dosah ~ 420 Ka), Dome Fuji (dosah ~ 700 Ka) a EPICA Dome C (dosah ~ 800 Ka). Nejhlubší partie se již pravděpodobně nachází v blízkosti podloží. Na severní polokouli jsou vrty situovány v prostoru Grónska, přičemž jejich časové pokrytí ve vrtech GRIP a GISP2 je pouze poslední glaciální cyklus, v případě NGRIP mírně delší (glaciál Eem) (Raynaud & Parrenin, 2009).

3.1.1.3. Záznam eustatických změn (*far-field response*)

Tektonicky stabilní karbonátové platformy poskytují záznam změn mořské hladiny zejména z pleistocénu. Karbonátové sledy jsou charakteristické pro období s vyšší úrovní mořské hladiny, regresní fáze jsou typické polohami paleopůd společně s exogenními vlivy meteorické vody v podobě krasovění. Nejlépe prozkoumané a zároveň největší jsou karibské karbonátové platformy, hlavně Bahamy, Bermudy nebo Barbados (Hearty & Kindler, 1995).

3.1.2. Klimatický vývoj a záznam glaciace

Trend oteplení, pokračující z mezozoika vrcholí na hranici eocén /oligocén (EETM – Early Eocene Thermal Maximum: 52-50 Ma). Jedná se o velmi výrazné oteplení, které je charakteristické nejen intenzitou, ale také rychlostí. Dochází k oteplení vod hlubokého oceánu v rozmezí 5-6 °C za časový interval 10 kyr. Existuje několik hypotéz pro takto prudké oteplení, od úniků metanu z oceánského dna, požárů, tání permafrostu v Antarktidě až po vulkanismus související s riftingem v severním Atlantiku. Dále se klima v kenozoiku postupně ochlazuje, pokles teploty je krátce přerušen ve středním eocénu (METM – Middle Eocene Thermal Maximum, 41 Ma). Období následující po tomto eventu již klimaticky spadá do ledovcového období (Late Cenozoic Icehouse) s počátkem před 39.4 Ma, tedy ve svrchním eocénu (Scotese et al. 2021). Jedná se o vícefázový sestupný termální trend (obr. 6), dochovaný v hlubokomořských sedimentech v podobě $\delta^{18}\text{O}$. Ve svrchním eocénu dochází k oteplení hlubokých vod o ~ 7 °C (z 12 °C na 4,5 °C). Dle izotopových dat $\delta^{18}\text{O}$ dochází k rapidnímu poklesu teploty, signalizujícím zejména nejstarší zalednění Antarktidy (EAIS-East Antarctic Ice Sheet) na hranici eocénu a oligocénu (34 Ma) (Zachos et al. 2001). Glacieustáze nejstarších ledovců se pohybuje v měřítku 15-40 m. Oligocénní antarktické ledovce (Oi-1 Glaciation) měly charakter nejprve efemerní, avšak jejich glacieustatická odezva dosahovala ~ 50 -60 m (Miller et al. 2020). Ve vyšším oligocénu nastává mírné oteplení, mající za následek redukcii antarktického ledovcového pokryvu společně s mírným oteplením hlubokých vod v průběhu miocénu.

Toto relativně teplejší období je nazváno Mid-Miocene Climatic Optimum a trvá v rozmezí 17-15 Ma (Scotese et al. 2021), přítomny jsou méně intenzivní přechodné glaciační eventy (Mi-1 Glaciation) s pohyby mořské hladiny v rozsahu ~20 m (Miller et al. 2020). Finální fáze ochlazení začíná ve svrchním miocénu a pokračuje až do pleistocénu (Scotese et al. 2021). Znovu se objevuje permanentní glaciace nejdříve východní a poté i západní Antarktidy. V pliocénu přichází krátký pozitivní výkyv teploty, signalizovaný vzestupem hladiny o ~50 m (Miller et al. 2020). Dlouhodobé řídicí mechanismy a paleogeografický kontext je popsán dále (kapitola 4.2.1.).

Glaciace severní polokoule je pravděpodobná z oblasti Špicberků a středního Grónska již v oligocénu, avšak jen sezónního charakteru. Trvalý ledovcový pokryv Arktidy se postupně vyvíjí až v nejvyšším miocénu a poté v pliocénu. Dlouhodobé řídicí mechanismy jsou popsány dále (kapitola 3.2.2.). Nejintenzivnější fáze, z hlediska teplot i objemu ledu nastává v pleistocénu a trvá až do začátku holocénu (2,7 Ma-11,700 BP) (Scotese et al. 2021).

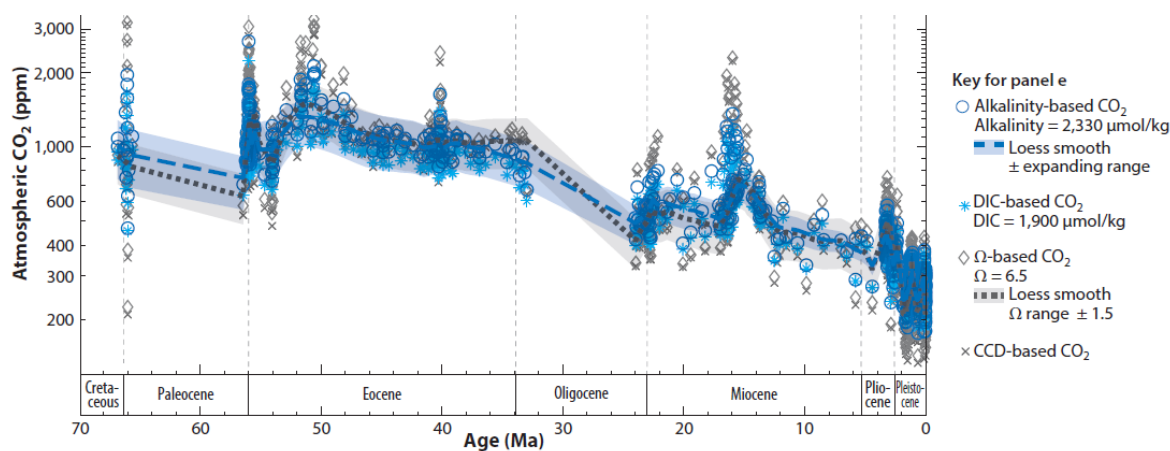
Rozsah zaledněných oblastí ve spodním pleistocénu rekonstruuje na základě numerických modelů Watanabe et al. (2023), v typických glaciálních maximech (při konstantních 230 ppm CO₂) jsou ledovce rozšířeny v prostoru kanadských ostrovů, Grónska, Islandu a severní Sibíře. Abnormální maxima raného pleistocénu (MIS 48) se rozlohou přibližují poslednímu glaciálnímu maximu (MIS 2), přičemž jižní hranice laurentinského ledovce je společně s eurasijským posunuta jižním směrem. Paleogeografické rekonstrukce pro svrchní pliocén a pleistocén z práce Batchelor et al. (2019) popisuje proporcionální zastoupení jednotlivých ledovců severní polokoule. Největší rozlohu tvoří čtyři hlavní oblasti zalednění: laurentinská, eurasijská, kordillerská a grónská. Tyto oblasti je také jeví jako nukleační z důvodu původně vyšší topografie. Za důležitý faktor pro tvorbu ledovců považuje dostatečnou saturaci srážkami.

3.2. Dlouhodobé klimatické vlivy

3.2.1. Obsah CO₂

Sestupný termální trend v kenozoiku vykazuje úzkou vazbu na poklesávající obsahy CO₂ v atmosféře (obr. 7). I přes přítomnost minoritních vlivů, např. vegetačních a ledovcových zpětných vazeb, se obsah skleníkových plynů jeví jako hlavní řídicí mechanismus ochlazování. Korelaci vykazuje též úroveň mořské hladiny. V období eocenního „*hothouse*“ režimu jsou zaznamenány hodnoty ~1500 ppm, přičemž vliv skleníkových plynů je přičítán 65 % termálního efektu. Již v průběhu středního a svrchního eocénu se hladiny CO₂ postupně snižují na ~1000 ppm a na hranici eocén-oligocén dosahují ~800 ppm. Během miocénu

(~600 ppm) je sestupný charakter mírně narušen ve fázi miocenního klimatického optima. Povaha pliocenních obsahů (~500 ppm) zůstává i přes drobné fluktuace stále sestupná a vrcholí v pleistocénu (Rae et al. 2021).



Obrázek 7: Křivka obsahu CO_2 v průběhu kenozoika, kompilace na základě četných proxy dat (převzato z Rae et al. 2021)

Pleistocenní obsahy skleníkových plynů v atmosféře jsou asociovány s glaciálně-interglaciálními cykly a ve svrchním pleistocénu oscilují hodnoty CO_2 v intervalu 180-300 ppm. Rychlost klesání do období glaciálů je pomalejší než růst předcházející interglaciál. Hladiny metanu (CH_4) se pohybují v ranku 320-770 ppm, přičemž nárůst obsahu metanu se objevuje zejména ve fázích deglaciace (Petit et al. 1999).

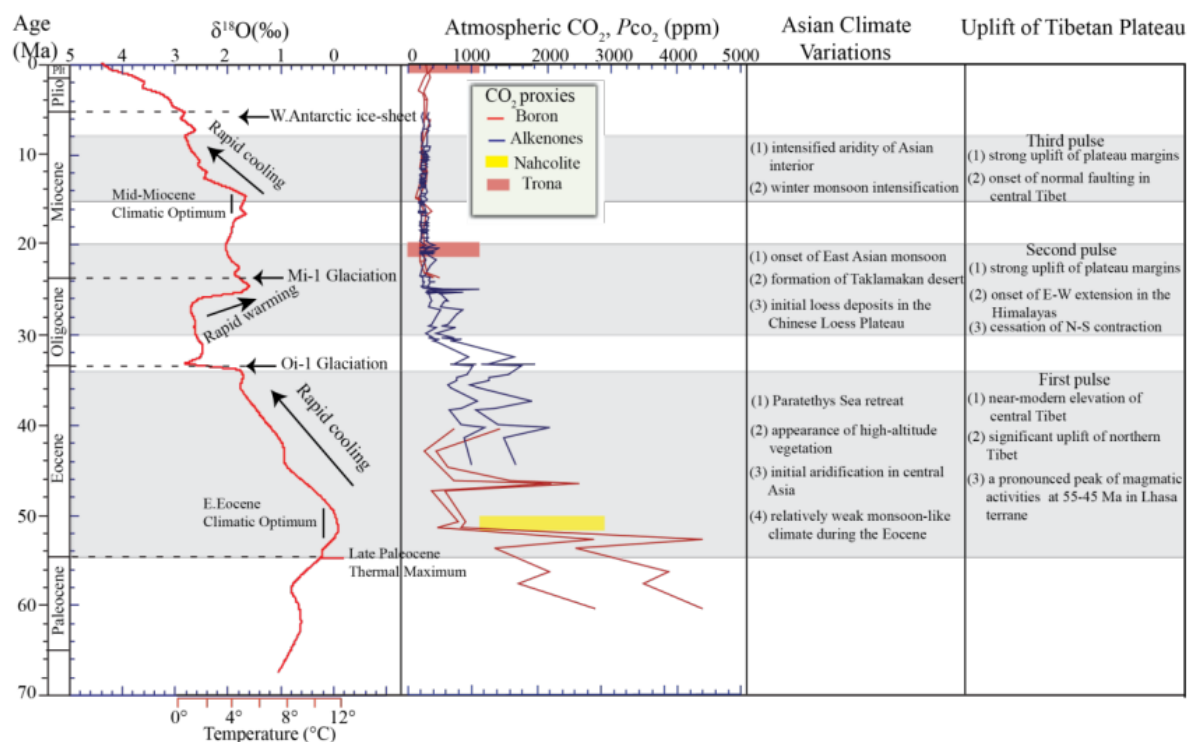
3.2.2. Vliv kolizní tektoniky na klimatický režim kenozoika

Dlouhodobý pokles CO_2 v atmosféře je v kenozoiku spojen s rozsáhlými výzdvihy a deformacemi zemské kůry spojených s orogenními procesy v prostoru Himálaje a přilehlých náhorních plošin, které popisuje Wang et al. (2018). Vymezeny jsou tři hlavní fáze, přičemž každá z vyčleněných fází vykazuje určitý časový překryv s obdobími klesající globální teploty (obr. 8). Přesto orogenní procesy při formování Himálaje nejsou zdaleka kontinuální, kolize probíhající v rozlehlé oblasti jeví známky extenzních pochodů. V průběhu prvního eocenního pulsu v intervalu 55-35 Ma dochází k masivním výzdvihům a erozi. V pozdějším druhém (střední oligocén až spodní miocén, 30-20 Ma) a třetím pulsu (střední až svrchní miocén, 15-8 Ma) jsou endogenní a exogenní vlivy dodatečně posíleny. Zejména v závěrečné fázi se podepisuje zesílení zimních monzunů.

Zesílená tektonická konvergence se projevuje nejen v prostoru alpsko-himálajského orogénu. Dodatečné vlivy na ochlazení kenozoika přináší orogenní procesy v Jižní Americe, reprezentované tvorbou východní Kordillery a Altiplana ve střední a svrchním terciéru. Vzhledem k jejich výšce a blízké vzdálenosti oceánu se i zde projevuje aspekt zachycení

srážek monzunového charakteru. Další výzdvihy se odehrávají i v západní a středozápadní části Severní Ameriky (Ruddiman et al. 1997).

Kombinovaný vliv předem zmíněných procesů je patrný z izotopových dat stroncia. Platí v časovém intervalu paleocénu až na hranici eocén/oligocén je vystřídáno nárůstem v poměru $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, pokračujícím až do současnosti (McArthur et al. 2020).



Obrázek 8: Vymezení tří kolizních fází v Himáláje v průběhu kenozoika a jejich časový překryv s obdobími ochlazení a poklesu CO₂ v atmosféře (převzato z Wang et al. 2018)

3.2.3. Změny v paleogeografii a oceánském proudění

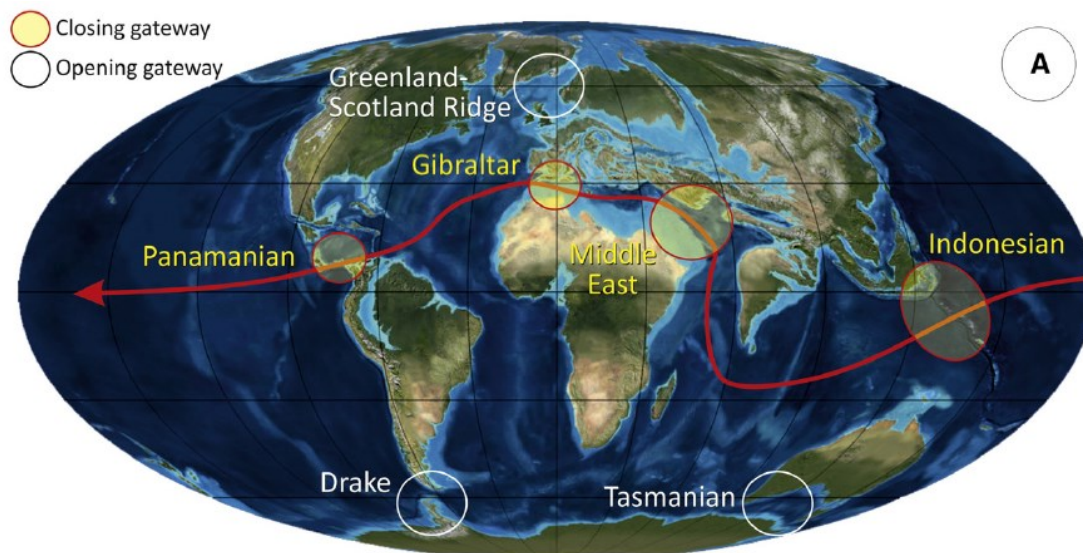
Původní koncept termální izolace Antarktidy cirkumpolárním proudem (např. Keigwin, 1982), který přímo způsobil počáteční glaciaci jižní polokoule je v dnešní době přijímán v menší míře. Větší vliv je přikládán koncentracím CO₂ v atmosféře. Dle klimatických modelů je prokázán právě vliv skleníkových plynů, přičemž paleogeografie a topografie zastává sekundární roli v načasování počátečních fází glaciace Antarktidy (DeConto & Pollard, 2003).

Spojení Atlantiku a Pacifiku skrze Drakeův průliv je na základě izotopů neodymu ze sedimentů jižního Atlantiku datováno na spodní eocén (~41 Ma) (Scher & Martin, 2006). Mikropaleontologická a paleotermometrická data poukazují na komunikaci vod v oblasti dnešního Tasmánského průlivu (obr. 9) již v období raného eocénu (49-50 Ma). Otevření průlivu mělo za následek ochlazení povrchových vod i pobřeží Antarktidy (Bijl et al. 2013).

V průběhu mladšího neogénu vlivem uzavírání Panamského kanálu (Central America Seaway-CAS) nastávají důležité změny v oceánské cirkulaci, obzvláště důležité jsou restrukturalizace oceánské termohalinní cirkulace a tvorba její atlantské větve. K přerušení komunikace hlubokých vod v oblasti střední Ameriky dochází již ve svrchním miocénu, kompletní uzavření pro mělkomořské proudy nastává v pliocénu (~3,2-2,7 Ma). Kontinentální bariéra v podobě Panamské šíje odděluje Pacifik od Karibiku (obr. 9). Relativně teplé a salinní vody jsou transportovány do severního Atlantiku prostřednictvím teplého Golfského proudu, jakožto hlavního mechanismu přínosu srážek do polárních oblastí, nezbytných pro tvorbu ledovců (Driscoll & Haug, 1998). Ačkoliv starší práce považují uzavření středoamerické úžiny za hlavní spouštěč tvorby kontinentálního zalednění severní polokoule, Bell et al. (2015) prokazuje formování NADW (North Atlantic Deep Waters) již v obdobích, které předcházejí otevření středoamerické úžiny. Finální změlčení tohoto komunikačního kanálu v pliocénu tak přináší jen relativně malé změny v atlantské oceánské cirkulaci AMOC (Atlantic Meridional Ocean Circulation), a tedy je celkový klimatický efekt považován za minoritní. Původ hlavních změn je pravděpodobně asociován s předešlými etapami uzavírání CAS v pozdním miocénu.

Počátek glaciace Grónska ve spodním pliocénu (~4,5 Ma) je taktéž spojován s lokálními působeními oceánské cirkulace, rané akumulace ledu v prostoru Islandu vykazují vazbu na východogrónský proud (East Greenland Current-EGC). V této době je jediným komunikačním koridorem atlantských a arktických vod Framská úžina mezi Grónskem a Špicberkami, přičemž oblast kanadských ostrovů a Barentsova moře zůstává z hlediska oceánské cirkulace zatím neprůchodná. Dle biomarkerů (dinoflagelátů) byl východogrónský proud ustanoven na počátku pliocénu kdy pravděpodobně přinášel méně salinní vody z Arktidy směrem do Norského moře a severního Atlantiku (Clotten et al. 2019).

I relativně lokální jevy, ovlivňující oceánské proudění mohou mít daleký dosah mj. i na opačné hemisféře. Konfigurace oceánské cirkulace je ovlivněna také endogenními procesy, konkrétním příkladem z hranice eocénu a oligocénu (~34-33 Ma) je aktivita islandské horké skvrny, související se změnami v batymetrii Grónsko-skotského prahu (GSR-Greenland-Scotland Ridge) (obr. 9). Prohlubování zmíněné partie severního Atlantiku zesiluje atlantskou větev termohalinní cirkulace (AMOC), zvyšuje se tak termální gradient hlubokých vod. Prostřednictvím středoamerického průlivu jsou chladné vody distribuovány do Pacifiku a dle numerických modelů jsou spoluzodpovědné za iniciační glaciaci Antarktidy v pozdním eocénu (Straume et al. 2022).



Obrázek 9: Paleogeografická rekonstrukce z období eocénu. Znárodněny jsou oblasti otevírání a uzavírání oceánských komunikačních zón. (převzato z Rebesco et al. 2014)

3.3. Krátkodobé klimatické vlivy

Konkrétní načasování, intenzitu a celkový charakter orbitálních parametrů v období kenozoika a pleistocénu jsou známy z astronomických řešení. Složitá kalkulace na základě gravitačních interakcí planet ve Sluneční soustavě včetně aspektu jejich chaotického chování je z doby kenozoika k dispozici v potřebném rozlišení a spolehlivosti. Přestože existuje hned několik takových modelů, všeobecně uznávanými a široce užívanými jsou astronomické modely z prací Laskara et al. (2004, 2011). Nejnovější provedení nese jméno La2010.

3.3.1. Orbitální kontrola glaciace

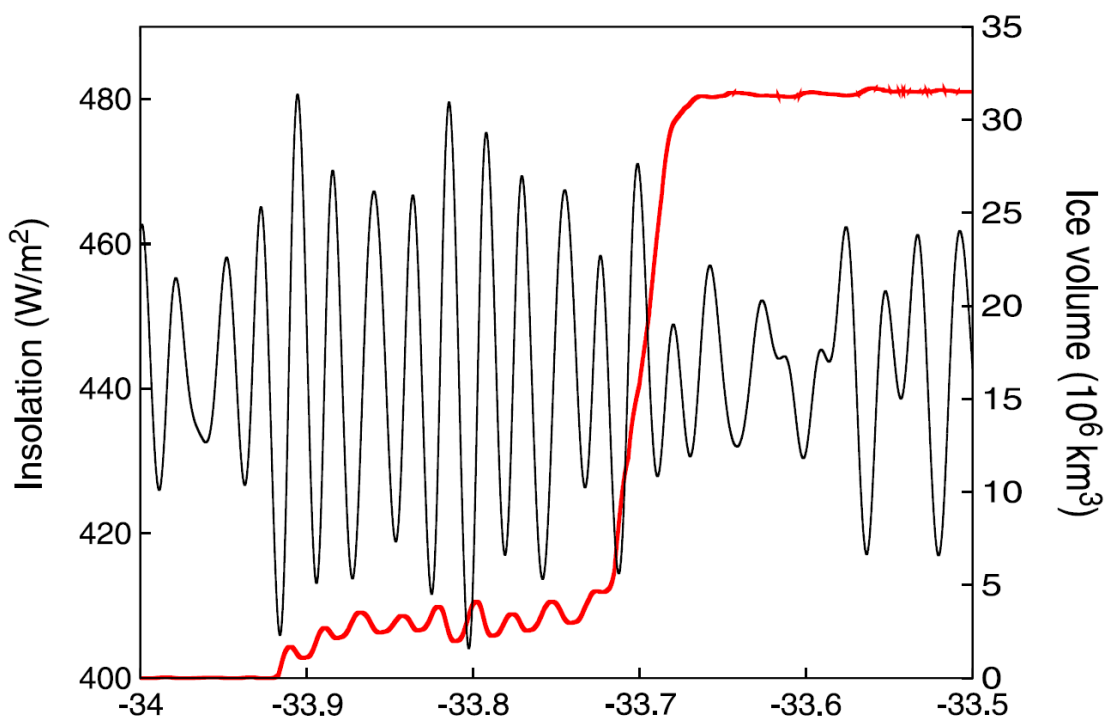
Krátkodobé řídicí faktory na úrovni Milankovičových cyklů se prostřednictvím přímých změn insolace projevují jen v omezené míře. Důležitým regulačním faktorem orbitálně řízených fluktuací jsou složité zpětné vazby klimatického systému udávající intenzitu změn nebo jejich lokální projevy (Imbrie et al. 1993; Petit et al. 1999). Obsah skleníkových plynů (CO_2 a CH_4) v atmosféře hraje zásadní roli v řízení klimatu a kryosféry skrze orbitálně řízenou insolaci. V tomto ohledu se tedy mechanismus liší od původní Milankovičovy teorie (Ruddiman, 2006).

3.3.1.1. Předpleistocenní orbitální vlivy

Rané unipolární zalednění v kenozoiku (oligocénu a miocénu) dle izotopových záznamů $\delta^{18}\text{O}$ vykazuje úzkou vazbu teplot hluboké vody a objemu ledu v antarktickém ledovci na orbitální cykličnost. Ledovce, stáří středního oligocénu (28 Ma), jsou charakteristické symetrií glaciálních cyklů v rytmu krátké excentricity (~100 kyr). Odlišná situace se odehrává v průběhu spodního miocénu (23 Ma), odkud je popsána výraznější asymetrie

typická delší fázi budování ledovce a následným rapidním úbytkem („sawtooth-shape“). Předpokládaným vysvětlením je patrně kombinace excentricitou řízených fluktuací v obsahu CO₂ (110 kyr, 405 kyr, 2,4 myr) společně s vlivem topografie Antarktidy na velikost samotných ledovců (Liebrand et al. 2017).

Orbitální parametry v daném období ovlivňují též přesné načasování glaciace. Počátek glaciace Antarktidy na přelomu eocénu a oligocénu (EOT, ~34 Ma) vykazuje zmíněné chování. Numerické modely prokazují kritickou hladinu obsahu CO₂ pro začátek tvorby ledovců, a to 900 ppm. Společně s tím však musí být dosaženo stabilního insolačního minima v tzv. uzlu. Růst ledovcového pokryvu se objevuje v obdobích insolačních minim, během kterých se akumuluje led potřebný pro překonání v insolačním maximu. Orbitálně řízené vlivy jsou shora omezeny prahem v obsahu CO₂ potřebného pro glaciaci. V průběhu EOT se zpočátku objevuje jen malý objem ledu z důvodu stále vysokého obsahu CO₂. Hlavní fáze a rychlý skok v objemu ledu nastává až při stabilnějším insolačním minimu (obr. 10) (Ladant et al. 2014).

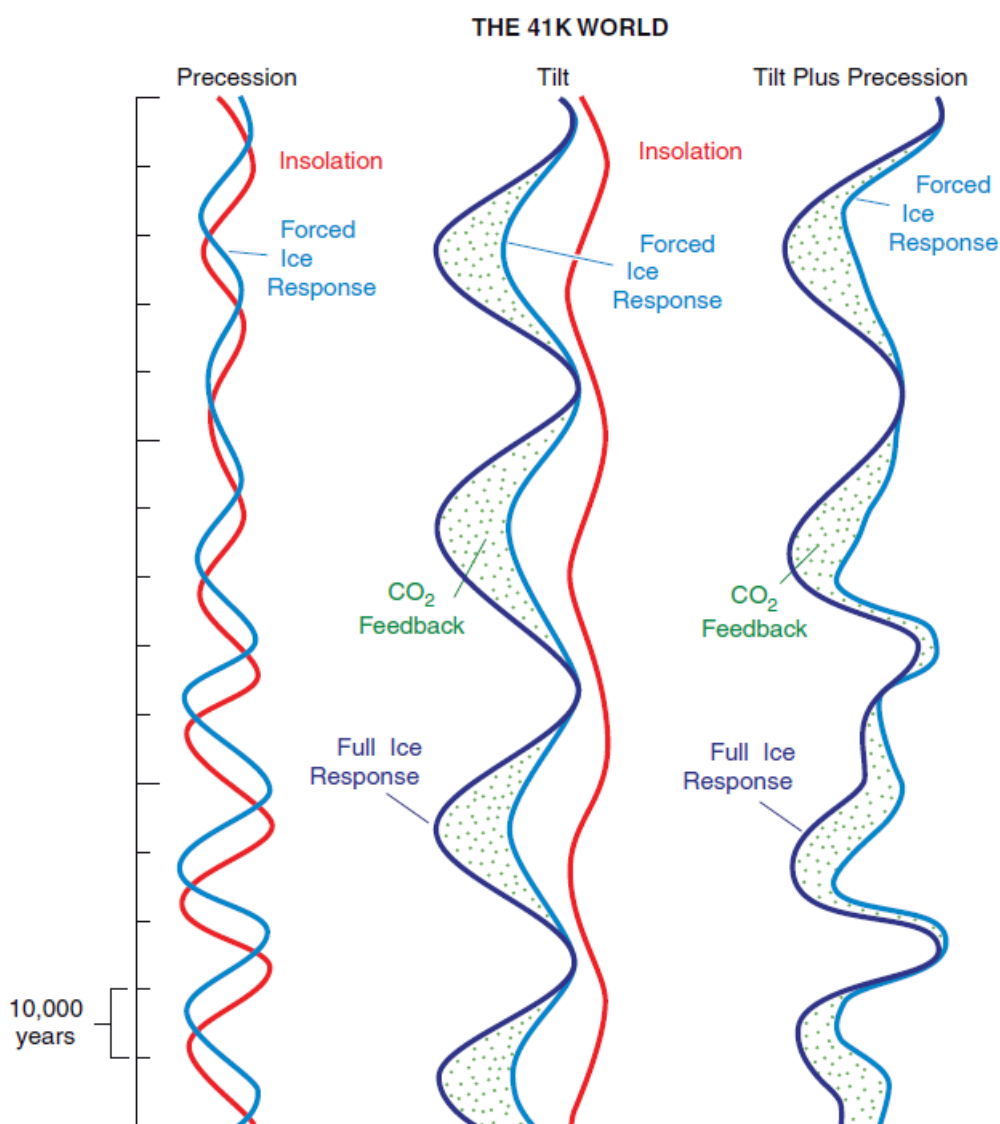


Obrázek 10: Reakce tvorby a objemu ledu ve svrchním eocénu (červeně) na insolaci a její intenzitu (převzato z Ladant et al. 2014)

Detailnější mechanismus orbitálně řízených vlivů v pliocénu zůstává neznámý, zejména z důvodu absence silného ~20 kyr precesního signálu, ovlivňujícího intenzitu letní insolace polárních oblastí. Spektrální analýzy pliocénních šelfových sedimentů z prostoru východní Antarktidy ukazují dominantní vliv 41 kyr cyklů náklonu zemské osy, a zesilující se podíl excentricity (~100 Kyr) a precese (20Kyr) (Patterson et al. 2014).

3.3.1.2. Orbitální kontrola ve spodním pleistocénu

V časovém intervalu pliocénu spodního pleistocénu až po hranici MPT (3 Ma--~900 Ka) probíhá cyklická glaciace v módu náklonu zemské osy (41 kyr) (obr. 11). Toto období je typické menší amplitudou glaciálně-interglaciálních cyklů (Ruddiman, 2006).



Obrázek 11: Schematické znázornění zpětné vazby CO₂ na 41 kyr mód ve spodním pleistocénu. Pozitivní zpětná vazba amplifikuje odezvu náklonových cyklů, tudíž tyto cykly ve spodním pleistocénu dominují. Červeně je znázorněna kombinovaná insolace, modře vynucená reakce kryosféry (převzato z Ruddiman, 2006)

Na původ 41 kyr cyklů řízených oblikvitou nabízí vysvětlení integrovaná letní insolace ve vyšších zeměpisných šířkách. V určité prahové hodnotě není letní senzitivní na precesní vliv. Dalším z možných řešení, ukazujících výraznost náklonových cyklů jsou variace v gradientu insolace vysokých a nízkých zeměpisných šířek. Skrze gradient řízený náklonem je kontrolována intenzita přenosu latentního tepla a srážek v poledníkovém směru (Raymo & Nisancioglu, 2003). Vynucená odezva ledovců na insolaci podléhá délce jednotlivých orbitálních komponent, přičemž delší cyklus náklonu zemské osy se v důsledku projeví více než kratší precesní cyklus, ačkoliv z pohledu samotné letní intenzity insolace má na 65° s. š. oblikvita jen 40% podíl. I přes určité nejasnosti je též možné utlumení vlivu precese vzájemným vyrušením na základě opačné fáze obou hemisfér. Za dominanci náklonových (41 kyr) cyklů je ze 70% zodpovědná insolačně řízená odezva a ve zbylých 30% pozitivní zpětná vazba CO₂. Z důvodu exponenciální vazby ablace a teploty stačí i relativně malé ochlazení polárních oblastí na efektivní zastavení ústupu ledovců (Ruddiman, 2006).

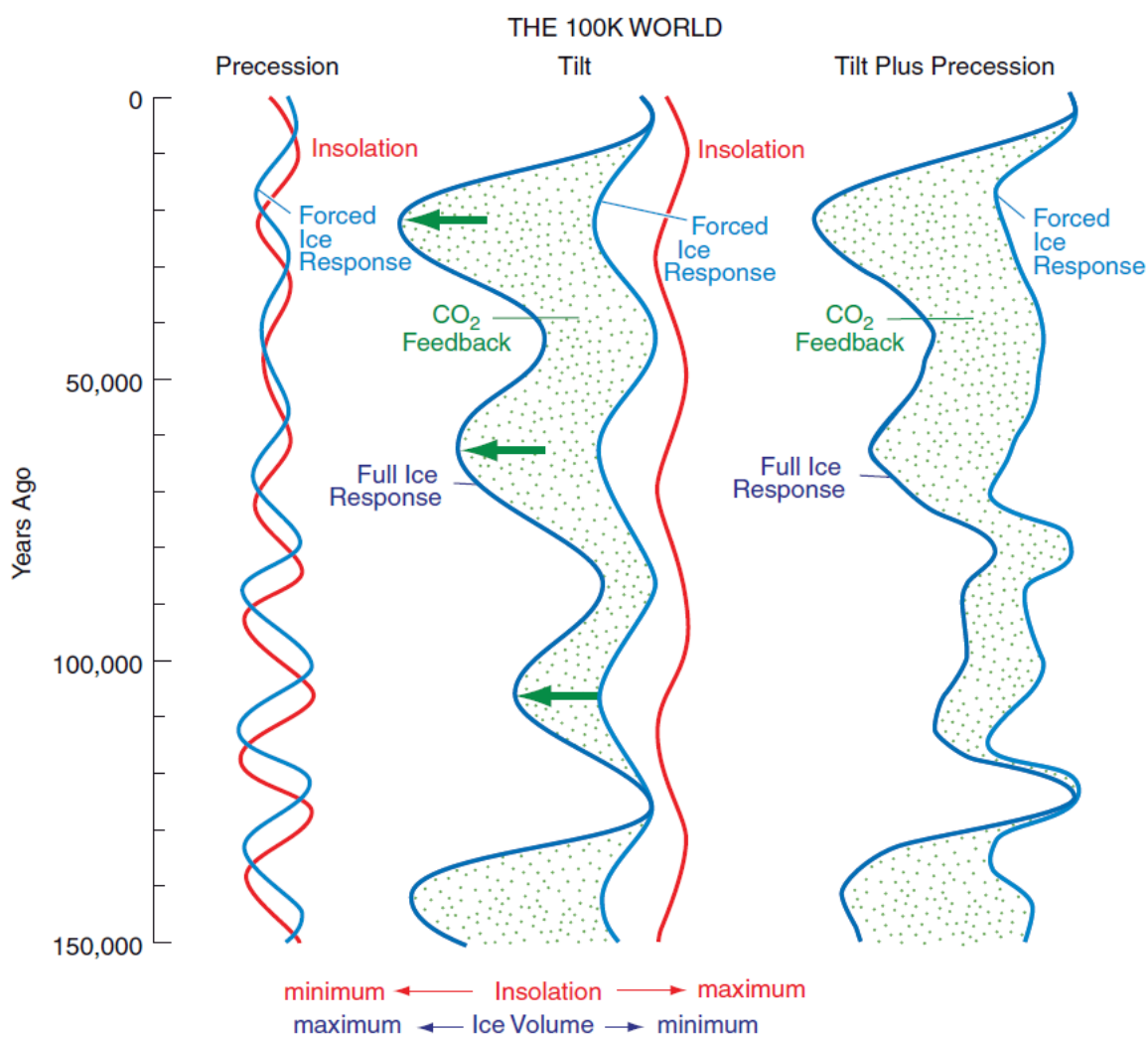
Studie Watanabeho et al. (2023) popisuje detailní průběh a terminaci raně pleistocénních glaciálních cyklů předcházejících MPT. Asymetrie těchto cyklů je méně výrazná než v pozdním pleistocénu. Deglaciace probíhá jednou za dva precesní cykly, první insolační maximum je z důvodu vzájemného vyrušení precese a oblikvity slabé, nevytvoří tak terminaci. V druhém insolačním maximu je již precese na náklon ve stejné fázi, umožňující finální terminaci cyklu. Relativní fáze náklonu a precese tímto přímo ovlivňují nejen načasování terminací, ale také délky interglaciálů. I v rámci spodního pleistocénu je zaznamenán přechod od plošších až po různě asymetrické 41 kyr cykly.

3.3.1.3. Orbitální kontrola ve svrchním pleistocénu

V průběhu středního pleistocénu se odehrává kontinuální přechod ke 100 kyr cyklům blíže známá jako MPT (Mid-Pleistocene Transition). Bližší charakteristika včetně příkladů hypotéz je popsána v kapitole 3.4.1. O kontroverzním a patrně velmi složitým původu 100 kyr cyklů ve svrchním pleistocénu dále pojednává kapitola 3.4.2. Meyers et al. (2008) na základě frekvenční analýzy pozdně pleistocénních cyklů stanovuje poměr zastoupení orbitálních komponent, přičemž 41% variace přikládá excentricitě a 28 % precesi a náklonu.

Společným znakem obou orbitálně řízených režimů v pleistocénu je nelineární řízení glaciace skrze náklonové a precesní cykly. Hlavní rozdíl oproti předtím se vyskytujícím 41 kyr cyklům spočívá v zesílené zpětné vazbě CO₂ o přibližně 20 %. Společně s tím klesá intenzita letní ablace, předpokládáno je přetrvání až zhruba 2/3 z meziročního přírůstku ledovce. Kombinovaný vliv insolace, klíčové zvýšení zpětných vazeb skleníkových plynů a

zvýšení ablace vede k typicky asymetrickým („sawtooth-shaped“) glaciálním cyklům pozdního pleistocénu (obr. 12) (Ruddiman, 2006). Příkladem konkrétní zpětné vazby zvyšující obsahy CO_2 při deglaciaci je studie Ai et al. (2020), která poukazuje na souvislost intenzity upwellingu při pobřeží Antarktidy s cykly náklonu zemské osy. Zeslabený upwelling vede k nižšímu přínosu nutrientů, a tedy snížené bioproduktivitě fytoplanktonu, která má za následek pokles v odčerpávání CO_2 z atmosféry.



Obrázek 12: Schematické znázornění zpětné vazby CO_2 a projev 100 kyr módu ve svrchním pleistocénu. Podobně jako ve spodním pleistocénu je objem ledu řízen náklonovými a precesními cykly. Redukce v ablaci znamená zvětšení objemu ledu v náklonových cyklech (zelené šipky). Červeně je znázorněna kombinovaná insolace, modře vynucená reakce kryosféry. V konečném důsledku se projevují asymetrické 100 kyr cykly (převzato z Ruddiman, 2006)

S asymetrií pleistocénních cyklů, jejich zpětnými vazbami a interakcemi s litosférou pracuje model z práce Abe-Ouchi et al. (2013). Chování ledovců vykazuje hysterezní charakter. V obdobích klesající excentricity prostřednictvím precese meziročně udrží pozitivní bilance hmoty ledovce včetně laterálního růstu. Takto rozsáhlé zalednění se stává citlivým i na poměrně malé zvýšení insolace, které způsobí rychlý kolaps nebo dokonce deglaciaci i v řádu několika tisíců let. Klíčovou roli v rapidní ablaci hraje izostatická odezva litosféry, způsobená zatížením ledovce, který tak nedosahuje do vyšších a chladnějších partií atmosféry.

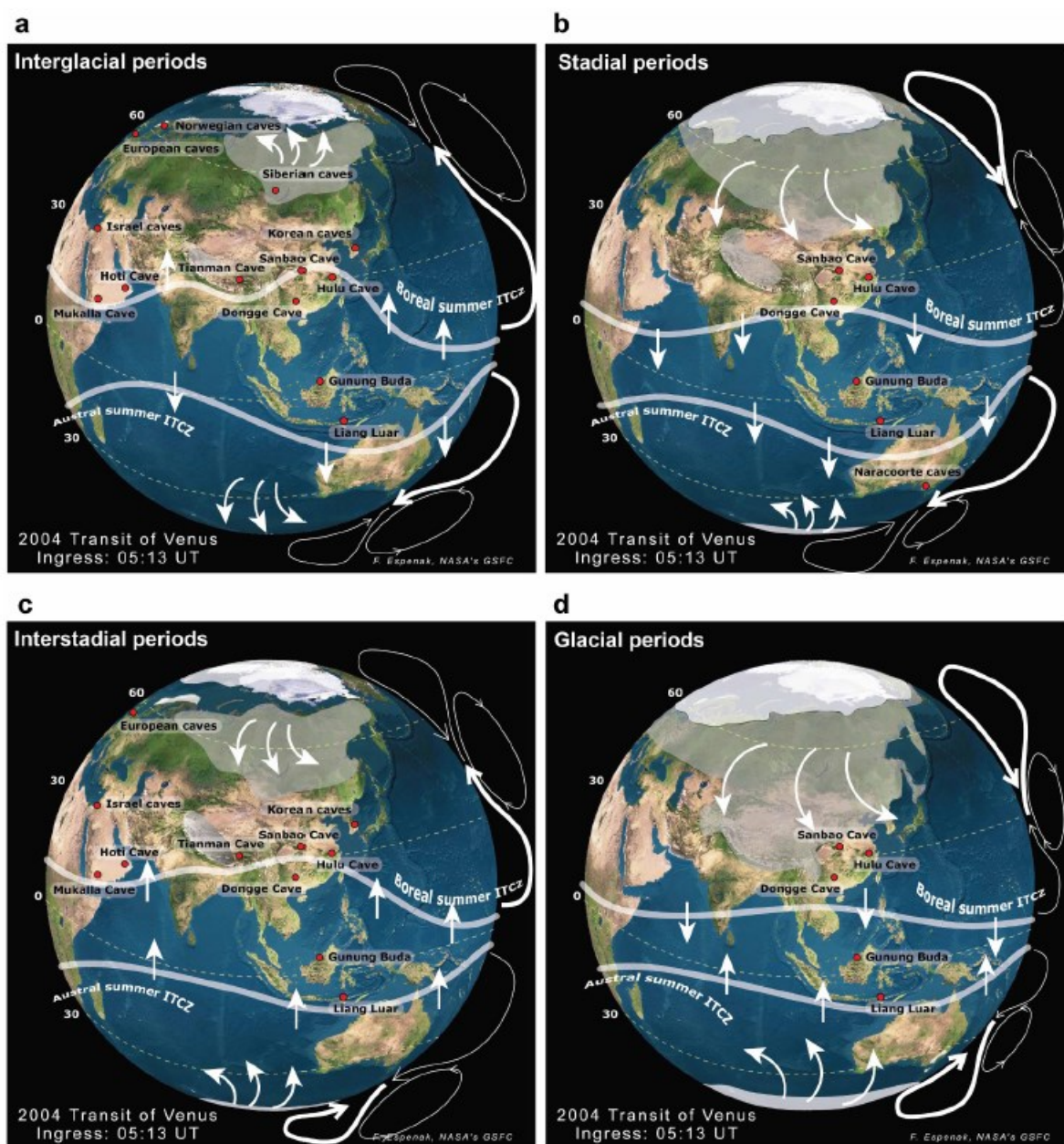
3.3.2. *Orbitální kontrola monzunů a intratropické zóny konvergence (ITCZ)*

Orbitálně řízené změny insolace a klimatu ve vyšších zeměpisných šířkách dosahují i do oblastí tropů a subtropů. Příkladným jevem je precesí řízená expanze prostoru s monzunovými vlivy a cyklická humidizace jinak aridních obratníkových pásů v posledních 140 Ka doprovázená změnami v obsahu CO₂. V obdobích před 125, 105 a 83 Ka je vlivem precesního cyklu zintenzivněna sezónnost insolace. Na severní polokouli nastává v době interglaciálů posun monzunové oblasti severním směrem až na úroveň Sahary a Arabského poloostrova. Letní monzuny společně s intenzivními zimními dešti v prostoru Mediteránu způsobují expanzi vegetace a zúžení aridních zón Sahary a Arábie. Inverzní precesní fáze v obdobích 115, 95 a 73 Ka způsobují pokles sezonality insolace. Snížená letní insolace potlačuje monzunový vliv vedoucí k opětovné aridizaci a rozšiřování pouští. Trvání jednotlivých suchých a vlhkých fází je přibližně 10 kyr, charakteristické rychlým nástupem a terminací (Kutzbach et al. 2020).

Klimatické oscilace a změny ve srážkovém režimu v oblasti Sahary jsou dochovány v hlubokomořských sedimentech Mediteránu zachovány v podobě sapropelů ukládaných v disoxickém prostředí, odpovídajícím humidním fázím (GSP-Green Sahara Period). Periodická humidizace severní Afriky s precesním vlivem tak sahá až do miocénu, avšak zintenzivňuje v pliocénu (3,2 Ma) (Grant et al. 2022).

O bližší podobě a rozsahu ITCZ v době glaciálů a interglaciálů (také stadiálů a interstadiálů) v pleistocénu pojednává práce Jo et al. (2014) na základě dat z krasových útvarů. Vlivem disproporční distribuce insolace opačných hemisfér (interhemispherical seesaw) dochází k zesilování meridionálních cirkulací přenášejících množství srážek a latentního tepla. Tento efekt stojí za zesílením atmosférické konvekce v prostoru tropů (Hadleyova buňka) a posunem oblastí trvalé tlakové výše. V době vrcholného interglaciálu (obr 13a) je rozsah intertropické zóny konvergence v poledníkovém směru největší. Inverzní

posun je zaznamenán z období glaciálů (obr 13d), kdy opět vlivem snížené insolace ustávají předem zesílené cirkulační systémy, rozsah ITCZ je v poledníkovém směru minimální. V nižším časovém měřítku reagují zóny ITCZ též na krátkodobé klimatické výkyvy v podobě stadiálů a interstadiálů. Zde se taktéž vyskytuje posun severním směrem v době interstadiálů (obr 13c) a jižním směrem v průběhu stadiálu, avšak rozsah zbylého zalednění (větší než v době interglaciálů) neumožňuje návrat do severnějších pozic (obr 13b).



Obrázek 13: Podoba a rozsah ITCZ: (a) protažení v poledníkovém směru době interglaciál, (b) mírný posun v období stadiálu (c) mírné poledníkové protažení v době interstadiálu, (d) zkrácení v průběhu glaciálu (převzato z Jo et al. 2014)

3.3.3. Dansgaard-Oeschgerovy eventy

Mileniální klimatické oscilace v prostoru severního Atlantiku byly popsány na základě izotopů $\delta^{18}\text{O}$ z ledovcových vrtů Grónska (Dansgaard et al. 1993). Popsány je celkem 24 fází oteplení v amplitudě 9-16 °C v kvaziperiodě 2550 let. Zmíněné fluktuace jsou zaznamenány v době posledního glaciálu (110-14 Ka) a projevují se jako interstadiály. Pravděpodobným řídicím mechanismem jsou restrukturalizace termohalinní cirkulace v Atlantiku, přinášející množství tepla do grónského regionu a jejíž zeslabení nebo zánik způsobuje klimatické konsekvence (Stocker et al. 2003). Data z kosmogenního ^{10}Be naznačují též solární vliv (Dansgaard et al. 1984). Obdobné oscilace, tzv. Bondovy cykly se odehrávají v holocénu (viz Bond et al. 1997).

3.3.4. Heinrichovy eventy

Počínaje interglaciálem Eem (~130 Ka) je v pelagických sedimentech severního Atlantiku zaznamenán zvýšený podíl terestrického materiálu transportovaného plovoucím ledem (IRD-Ice Rafted Debris). Jeho přítomnost vykazuje silný vliv precese, přičemž se vyskytují ve dvou úrovních v rámci jednoho precesního cyklu, tedy ~11 Kyr. Dropstony se objevují při zimním minimu/letním maximu a dále letním minimu/zimním maximu (úhel precese 90° a 270°). V konečném důsledku se v obou případech jedná o zesílení toku chladných, méně salinních vod směrem na jih. Zmíněné proudění přináší abnormální množství ledových ker až do oblastí na úrovni Iberského poloostrova. (Heinrich, 1988)

3.4. Nevyřešené otázky

3.4.1. Mid-Pleistocene Transition (MPT)

V období pleistocénu dochází ke změně rytmu glaciálně-interglaciálních cyklů. Spodní pleistocén (2,6-1,2 Ma) je charakteristický 41 kyr cykly řízené náklonem zemské osy. V přechodném intervalu zvaném Mid-Pleistocene Transition nastává pozvolný přechod k 100 kyr cyklům (obr. 14), charakteristickým pro svrchní pleistocén (~800 Ka-současnost). Na předem zmíněnou problematiku neposkytuje vysvětlení Milankovičova teorie, a tedy se pravděpodobně jedná o změny ve vnitřních systémech a zpětných vazbách ledovců a/nebo klimatického systému. (Berends et al. 2021)

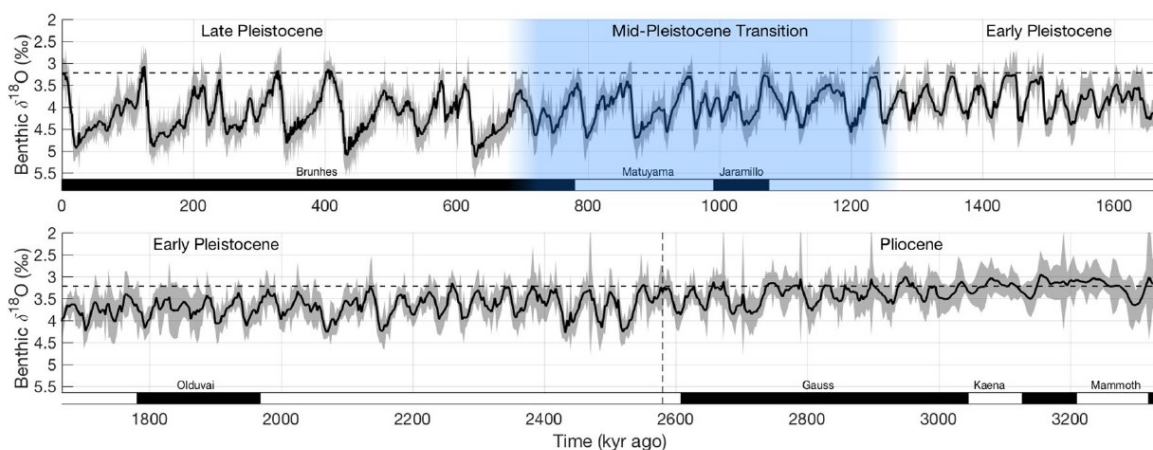
Uvedeno je několik příkladů hypotéz:

(1) Reakce kryosféry na dlouhodobé modulace v insolaci: Zvýšený růst svrchně pleistocenních ledovců je asociován s abnormálně dlouhými obdobími snížené insolace trvající déle než jeden precesní cyklus. Tento jev je způsoben interakcemi náklonových cyklů s modulacemi excentricity, které se projevují skrze precesi. Na růst ledovců,

pozorovaných v pozdním pleistocénu tedy nestačí standardní délka chladného léta v řádu desítky tisíc let. Ve spodním pleistocénu tedy nebyl možný nástup 100 kyr módu glaciace z důvodu kratších a méně intenzivních studených období nezbytných pro vytvoření větší ledovcové masy. (Raymo, 1997)

(2) Vnitřní změny v interakci oceánu, atmosféry a ledovců: Sekulární snižování v obsahu CO₂ popisuje Hönisch et al. (2009). V modelu z práce Tzipermann & Gildor (2003) je jako příčina MPT prezentováno ochlazení hlubokého oceánu, které změnilo vazbu teploty a poměru akumulace/ablace. Oproti tomu Elderfield et al. (2012) nepovažuje dlouhodobé ochlazení oceánu za možnou příčinu a možný počátek MPT přisuzuje rapidnímu nárůstu ledovců Antarktidy před 900 kyr.

(3) Změny v dynamice ledovců (regolitová hypotéza): Laterální růst a vertikální akrece ledovců je závislá na stabilitě podloží. V intervalu spodního pleistocénu se pravděpodobně nachází v podloží ledovců navětralá vrstva (regolit), znemožňující fyzickou stabilitu větších ledovců. Opakovanými ústupy ledovců postupně dochází k erozi regolitu vedoucího k vyšší stabilitě a zvětšení ledovcového pokryvu severní polokoule (Willeit et al. 2019).



Obrázek 14: Izotopová data $\delta^{18}O$ za posledních 3,3 Ma na magnetostratigrafické škále. Modrým pruhem je znázorněn interval MPT (Mid-Pleistocene Transition) (převzato z Berends et al. 2021)

3.4.2. 100 tisíciletý problém

Velkou nejasností ve spojitosti s Milankovičovou teorií je výskyt ~100 kyr cyklů. Orbitální parametr krátké excentricity sice vykazuje podobnou frekvenci, avšak tvoří 1-2% insolace přímým působením excentricity. Společným atributem většiny hypotéz je nelineární vazba insolace na klimatický systém a kryosféru. (Imbrie et al. 1993; Ruddiman, 2006)

Popsány jsou tři hlavní skupiny hypotéz z hlediska je jejich vztahu ke klimatickému systému:

(1) Příklad extraterrestrického vlivu popisuje Muller & MacDonald (1995) na základě kosmogenních nuklidů ^3H z marinních sedimentů vyskytujících se v periodě 100 kyr. Příslušný mechanismus spočívá ve změnách náklonu oběžné roviny Země vůči rovině Sluneční soustavy ovlivňujícím množství kosmického prachu při průletu. Tím se snižuje množství sluneční radiace dopadajícího na zemský povrch.

(2) Interní rezonance a volné oscilace v klimatickém systému. První dvě zmíněné skupiny hypotéz se dle Ruddimana (2006) zdají nepravděpodobné.

(3) Nelineární odezvy klimatického systému a interakce orbitálních vlivů, splývající do periody blízké 100 kyr: V tomto ohledu je zásadní otázkou, zda by mohly existovat interně řízené oscilace bez vnějšího orbitálního vlivu (Ruddiman, 2006). Nelineární vazbu glaciace na oslunění potvrzují numerické modely, přičemž glaciální cykly jsou insolačně podmíněná reakce klimatického systému spojená taktéž s přímým vlivem 100 kyr módu excentricity, která dodatečně řídí načasování a terminaci cyklů. V modelované situaci pevných orbitálních parametrů nedochází k projevům glaciace, tudíž je nutná existence dlouhodobých orbitálních vlivů na pozadí (Calov & Ganopolski, 2011).

Podobnou, avšak dle Ruddimana (2006) méně významnou otázkou v orbitálním řízení pleistocénu je tzv. 400 kyr problém.

3.4.3. MIS 11 (*Marine Isotope Stage 11*)

Zajímavým klimatickým intervalem pleistocénu je interglaciál stupně MIS 11 (přesněji MIS 11c: ~426-396 Ka). Délkou ~30 Kyr převažuje o přibližně 10 Kyr ostatní interglaciály ve středním a svrchním pleistocénu. Jedná se též o jeden z nejteplejších interglaciálů, při kterém úroveň mořské hladiny dosahovala o ~6-13 m výše než v současnosti a hodnoty CO_2 vystoupaly k 280 ppm. Z hlediska orbitálních parametrů je MIS 11 charakteristický opačnou fází náklonu a precese společně s minimální excentricitou. Právě disparita mezi relativně slabým orbitálním vlivem a silnou klimatickou odezvou dala vzniknout fenoménu s názvem „Stage 11 Problem“. V porovnání s holocénem vykazuje MIS 11 podobnost milankovičovských parametrů. V období holocénu se však vyskytuje pouze jeden insolační pík (v pozici minimální precese a maximálního náklonu) na rozdíl od MIS 11, kde jsou zaznamenány dvě insolační maxima z důvodu délky přesahující cyklus precese. I přes kontroverze ohledně zmíněných rozdílů spočívá v tomto intervalu jistý potenciál pro studium holocénu a budoucího klimatického vývoje. (Tzedakis et al. 2022)

4. Hlavní ledovcové fáze fanerozoika: pozdní paleozoikum

4.1. Charakteristika

Se svým trváním sta milionů let je období mladopaleozoické doby ledové nejdelším ledovcovým režimem v historii fanerozoika. Roční průměrné teploty se v mladším paleozoiku pohybovaly od 13 °C do 22 °C (Scotese et al. 2021). Přestože ledovcová období tvoří méně jak 25% fanerozoika, v paleozoiku se ledovcový režim udržel nadprůměrně dlouho (Montañez & Poulsen, 2013). Toto období je unikátním dokladem dlouhodobých klimatických přechodů společně s krátkodobými oscilacemi Milankovičovy provenience (Montañez, 2022).

Svrchní paleozoikum (spodní devon-svrchní perm) je z hlediska globálních změn velmi dynamickým obdobím. Tektonické procesy formování a následné disperze superkontinentu Pangea společně s osídlováním souše vyššími rostlinami způsobují podstatné změny v zemských systémech, zejména v chemismu atmosféry, oceánském proudění i uhlíkovém cyklu (Qie et al. 2019). Atmosféra v mladším paleozoiku je charakteristická nízkým obsahem CO₂, srovnatelným s předindustriální koncentrací (PAL). Typický je taktéž vysoký obsah O₂ (přes 30 %). Svítivost Slunce v mladším paleozoiku je o cca 3% nižší než v současnosti (Montañez et al. 2016).

Názory na konkrétní délku ledovcového režimu v mladším paleozoiku se značně různí a dodnes vzbuzují kontroverze zejména z důvodu odlišného projevu jednotlivých etap a jejich zčásti neznámé návaznosti. Caputo & Crowell (1985) udávají trvání 90 milionů let (350-240 Ma). Současní autoři např. Rosa & Isbell (2021) vymezují délku trvání paleozoického ledovcového režimu 362-256 Ma. Scotese et al. (2021) uvádí trvání mladopaleozoické doby ledové (Late Paleozoic Ice Age) v rozmezí 365-253 Ma, tedy od famennu až na hranici perm/trias. Obdobně klade hranice Montañez et al. (2022), v intervalu 370-260 Ma.

4.1.1. Historie výzkumu

Glacigenní sedimenty ve východní Austrálii byly známy v 19. století (Fielding et al. 2023). Sedimentární záznam dokládající zalednění Gondwany v mladším paleozoiku byl studován v druhé polovině 19. století zejména v Indii, Austrálii a Jižní Americe (Rosa & Isbell, 2021). Wegener (1915) užívá izochronní glaciaci v Jižní Americe a jižní Africe jako důkaz jedné ze svých tezí teorie kontinentálního driftu. Ve 30. letech minulého století se objevuje první představa o zalednění Gondwany v podobě jednoho masivního ledovce (Du Toit, 1937). Wanless and Shepard (1936) si všímají časové korelace cyklotém a zalednění Gondwany. Caputo & Crowell (1985) popisují gondwanské ledovce v podobě menších

glaciačních center. Další vhléd přináší (Powell & Veevers, 1987), kteří vyčleňují období glaciace (I, II, IIIA, IIIB, IIIC) a na základě cyklotém a změn objemu ledu v období III rozeznávají periodicitu 400 kyr. Na počátku nového tisíciletí Isbell et al. (2003) vyčleňuje hlavní tři ledovcové fáze: Glacial I (frasn-tournai), Glacial II (namur-spodní westfál), Glacial III (sakmar-artinsk), přičemž dle topografie rozlišuje glaciaci na horskou a kontinentální. Zpočátku byla za hlavní řídicí prvek zalednění pokládána migrace jižního pólu napříč gondwanskou pevninou (např. Caputo & Crowell, 1985).



Obrázek 15: Výskyty glacienních sedimentů devonského, karbonského a permského stáří v prostoru polární a peripolární Gondwany (žlutě) včetně polohy ledovcových center a směrů toku ledu. Výskyty sedimentů s distálními projevy glaciace(oranžově)(převzato z Montañez, 2022)

4.1.2. Zdroje informací

4.1.2.1. Proximální sedimenty (*near-field*)

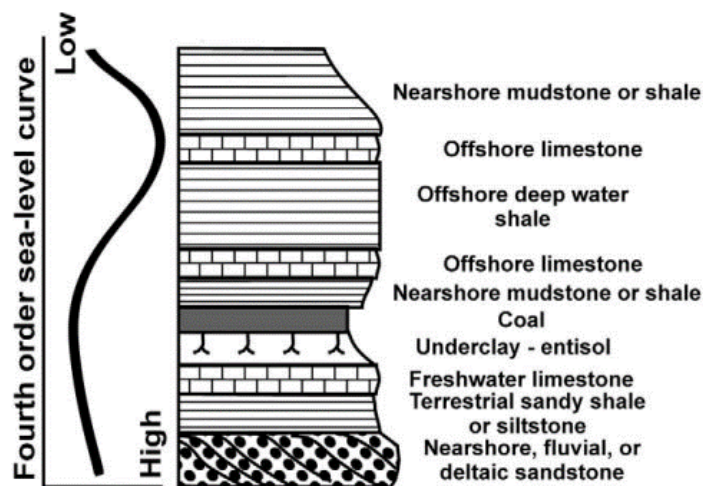
Prvním typem je studium proximálních (*near-field*) glacigenních formací, vzniklých přímo v oblastech samotného zalednění. Tyto sedimenty poskytují záznam o pohybech gondwanských ledovců v prostoru a čase.

Ledovcové sedimenty mohou být kontinentálního i marinního původu. Terestrickými glacigenními sedimenty rozumíme především špatně vytríděná hrubozrnná klastika s jílovitou matrix, jakožto záznam fosilních morén. Dále jde například o glaciální rytmy (*varvity*), zachycující fluktuace v objemu ledu prostřednictvím periglaciálních jezer. Ledovcové sedimenty, jejichž depozice proběhla v marinním prostředí mají podobu běžných klastik s přítomností ledem transportovaného materiálu v podobě dropstonů. Podle prostředí se jedná o šelfová moře v blízkosti kontaktu s telícím se ledovcem. Souhrnně tyto horniny v litifikované formě nazýváme diamiktity (též *tillity*). Z hlediska potenciálu zachování jsou terestrické ledovcové sedimenty často vlivem tání ledovce fluviálně přepracovány. Marinní facie, uložené pod erozní bází, mají vyšší potenciál zachování (Nichols, 2009). Zachovány jsou taktéž morfologické tvary, např. paleofjordy nebo striace a souvky (např. Socha et al. 2014).

4.1.2.2. Distální sedimenty (*far-field*)

Druhým typem jsou distální sedimentární formace, ukládané v době glaciace v nízkých zeměpisných šířkách. V období svrchního paleozoika jde zejména o paralické cyklotémy zachycující glacieustatické změny hladiny.

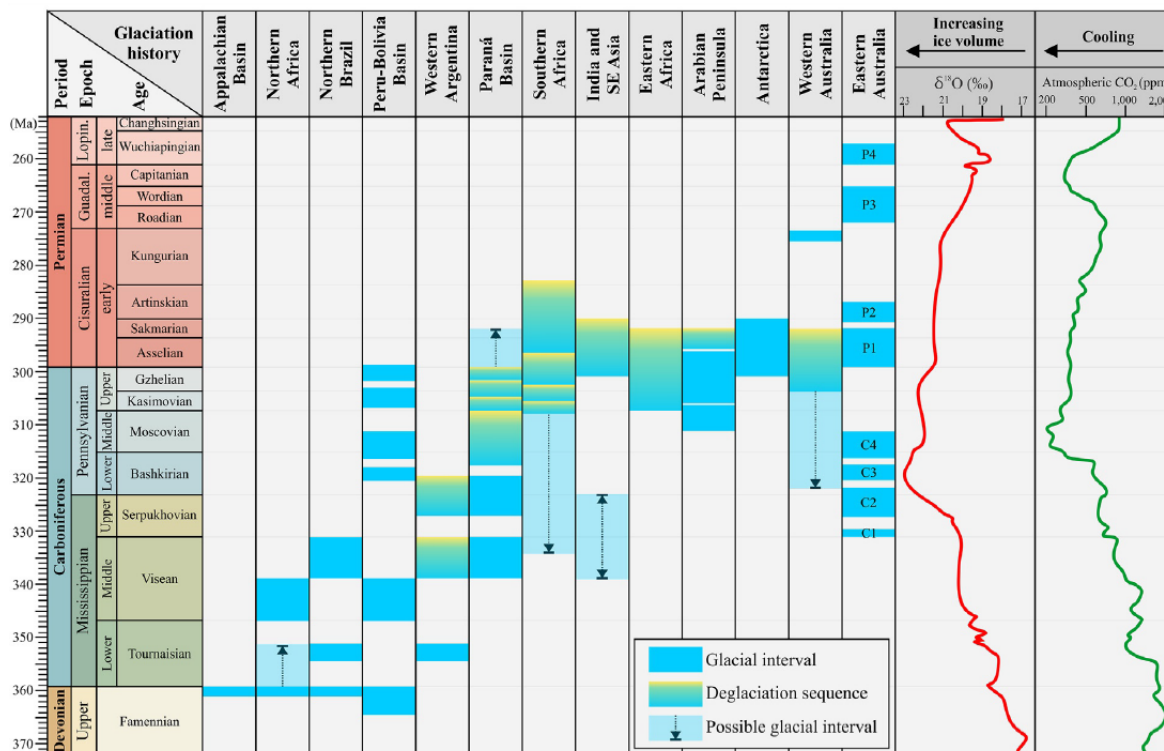
Pojem cyklotéma byl poprvé definován Wanlessem a Wellerem (1932) ve smyslu rytmicky se střídajícího sedimentárního sledu odrážející cyklický charakter sedimentace. Původně byla cyklicita vysvětlována tektonickými nebo fluviálními vlivy (*avulzí*). Práce Veeverse a Powella (1987) poukazuje na spojitost cyklotém a gondwanského zalednění. Z pohledu sekvenční stratigrafie existuje několik typů cyklotém, dle sedimentačního a tektonického charakteru (Fielding, 2021) (obr. 16). Typická cyklotéma je složena z kontinentálních fluviálních klastik s přítomností uhelných slojí ukládaných v době nízké hladiny (glaciál). Vlivem eustatického zdvihu mořské hladiny dochází k přechodu do deltového nebo tidálního prostředí, charakteristického sedimentací laminovaných prachovců a jílovců (*facie heterolitů*). Kulminace úrovně mořské hladiny vytváří prostředí ryze marinní, probíhá zde depozice jílovců nebo karbonátů (*interglaciál*). Mocnost jednotlivých cyklotém se značně různí, od jednotek po desítky metrů (Fielding, 2021; Isbell et al. 2021).



Obrázek 16: Litologie paralickej cyklotémy, s uhelnou polohou uprostřed cyklu změny mořské hladiny (převzato z Gastaldo et al. 2009)

V současnosti jsou předmětem výzkumu zejména cyklotémy z východní části USA (pánev Illinois) (např. Rygel et al. 2008), doněcké pánve (např. Eros et al. 2012), ale také z hornoslezské pánve (např. Gastaldo et al. 2009).

4.1.3. Klimatický vývoj, doklady zalednění



Obrázek 17: Stratigrafická příslušnost glacigenních sedimentů z období mladšího paleozoika, vpravo data $\delta^{18}\text{O}$ a obsah CO_2 v atmosféře (převzato z Rosa & Isbell, 2021)

4.1.3.1. *Inicializační fáze*

Nejstarší záznamy glaciace jsou známy zejména z pánví v Jižní Americe a Apalačích, stratigraficky náležících famennu. V Latinské Americe je devonská glacigenní výplň přítomná v pánvích Parnaíba, Solimoes a Amazonas (obr. 15) na brazilském území, dále např. v Peru a Bolívii. Jedná se o kontinentální i marinní diamiktity, striace a polohy s dropstony (Isbell et al. 2003; Rosa & Isbell, 2021). Dle paleogeografických rekonstrukcí se tyto oblasti nacházely ve středních zeměpisných šířkách, což poukazuje na vliv topografie při aktivním okraji oceánu Panthalassa, jež poskytovala mimo jiné srážky potřebné ke glaciaci (Isbell et al. 2021; Rosa & Isbell, 2020). Mezi další místa s doklady rané glaciace patří Apalačská pánev (např. Brezinski et al. 2008). Zajímavým paradoxem je geografická poloha devonských ledovců, situovaných v relativně nízkých zeměpisných šířkách. Glacigenní sedimenty v Apalačích se mohly v době své depozice nacházet na 30-45° j. š. (Domeier & Torsvik, 2014).

V distálním záznamu je ve svrchním devonu pozorován glacieustatický pokles mořské hladiny ~ 100-140 m (Caputo et al. 2008). Současně s tím jsou doloženy změny v izotopovém složení kyslíku a uhlíku společně se sedimentací černých břidlic dokládající anoxické eventy. Důležitými biotickými eventy, spojovanými s glacieustatickými změnami jsou např. kelwasserský nebo hangenberský event při hranici devon/karbon, resp. frasn/famenn (Qie et al. 2019). Scotese et al. (2021) uvádí klima ve svrchním devonu jako relativně chladné (Famnenian Ice Age).

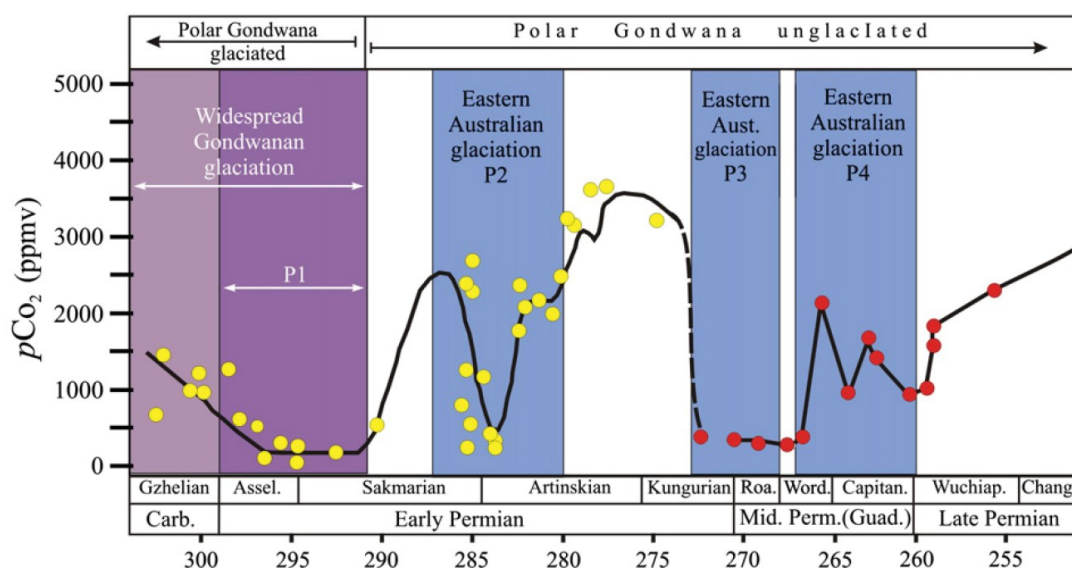
Glacigenní sedimenty se stratigraficky vyskytují ve všech stupních karbonu (Montañez, 2022) (obr. 17). Na počátku mississippu (tournai) přichází dočasné oteplení, vystřídané prudkým ochlazením (Scotese et al. 2021). Glacigenní sedimenty stáří spodního mississippu jsou rozšířeny zejména na území dnešní Jižní Ameriky v oblasti Protoprekordillery (Limarino & Spaletti 2006). V tomto období jsou zaznamenány eustatické oscilace v rozmezí 20-25 m, později ve visé 10-50 m (Rygel et al. 2008).

4.1.3.2. *Hlavní fáze*

Období středního mississippu až spodního permu (svrchní visé-sakmar 335-290 Ma) je mnohými autory (Isbell et al. 2012; Montañez et al. 2022) pokládáno za hlavní glaciační fázi Gondwany. O tomto intervalu svědčí četné ledovcové doklady napříč Gondwanou (obr. 15,17). Nejstarší glacigenní záznamy z pennsylvanu pochází z argentinských pánví Paganzo a Rio Blanco (Gulbranson et al. 2010). Synchronní výskyty jsou známy z brazilských pánví

Parnaíba a Paraná, a na argentinském území z pánvi La Plata nebo Tepuel (např. Limarino & Spaletti, 2006).

Počátkem spodního permuchovu (330-326 Ma) přichází hlavní nápor a již během baškiru (323 Ma) začíná vývoj gondwanských glaciačních center, pohybujících se směrem k rovníku a ve středním pennsylvanu (315 Ma) dosahujících 35° j.š. Průměrná teplota v hlavní fázi nepřesahuje 18°C. (Scotese et al. 2021). Z hlediska objemu ledu a intenzity glacieustatických oscilací je maxima dosaženo na přelomu pennsylvanu a permu (gžel-assel). Tomuto intervalu odpovídají mocná souvrství diamiktitů, vyskytující se synchronně na území Gondwany. V Jižní Americe v pánvi Paraná (Itararé Group) a Tepuel, jižní Africe pánvi Karoo a Kalahari (Dwyka Group), v prostoru Transantarktického pohoří (Pagoda Fm.) nebo v Austrálii, kde odpovídají úseku C4 a P1 (Isbell et al. 2021). Mohlo se jednat až o nižší desítky jednotlivých glaciačních center (~30), přičemž z analýz klastických zirkonů je stanoveno pět hlavních oblastí (obr. 15). Vzdálenost transportu ledových mas je odhadována v některých případech na 1000-2000 km (Craddock et al. 2019). Na větší množství ledovců poukazují také směry toků ledu, měnící se v čase i prostoru. Stejným směrem poukazuje kalkulace objemu ledu a konkrétní eustatické odezvy, poněvadž jeden masivní ledovec, situovaný v polární Gondwaně, je natolik stabilní, že nevytvoří eustatické oscilace v pozorované amplitudě a frekvenci. V předem zmíněných souvrstvích byly rozpoznány polohy poukazující na krátkodobé deglaciace; jednalo se tedy o několik glaciačních eventů (Isbell et al. 2003; Isbell et al. 2021).



Obrázek 18: Sekvence glaciačních intervalů na přelomu pennsylvanu a permu, fluktuační CO_2 v meziobdobích (převzato z Isbell et al. 2012)

Pro jednotlivé oblasti Gondwany byla dle datací glacienních sedimentů zjištěna jejich stratigrafická příslušnost. Ilustrativním příkladem je východní Austrálie, zpracovaná a datovaná (zčásti metodou CA-ID-TIMS) v práci a následné revizi Fieldinga et al. (2008, 2023). Je zde popsáno celkem osm glaciačních period (C1-C4 a P1-P4), oddělených obdobně dlouhými fázemi bez vlivu glaciace (obr. 18).

Cyklické chování a expanze gondwanských ledovců je doložena výskytem n cyklotém reflektujícím glacieustatické změny hladiny v celé oblasti Eurameriky. Ohraničují tak nejchladnější fázi mladopaleozoické doby ledové (Scotese et al. 2021). Intenzita glacieustatických pohybů v hlavní fázi mladopaleozoické doby ledové dosahuje 60-120 m, pravděpodobně odpovídající kontinentálnímu zalednění (Rygel et al. 2008).

4.1.3.3. Terminální fáze

Střední artinsk (285 Ma) je charakteristický oteplením, signalizujícím konec nejchladnější fáze (Scotese et al. 2021). Po dosažení maxima v objemu ledu nastává ve většině kontinentálně zaledněných oblastí polární Gondwany diachronní deglaciace. První deglaciační fáze probíhá ve svchním gželu (300 Ma), přičemž, ústup ledovců postupuje v prostoru Gondwany směrem od západu na východ. Druhá deglaciace se odehrává v asselu (296 Ma) a terminální fáze v cisuralu (282 Ma). Podobně jako v případě inicializace jde o cyklický úbytek. Přesto se i po zániku kontinentálního zalednění objevují lokální ledovcová centra řízená topografií (Montañez, 2022). V distálním záznamu je pozorováno postupné snižování amplitudy glacieustatických oscilací během guadelupu (280-265 Ma) (Rygel et al. 2008). Nejmladší doklady zalednění pochází z období guadelupu a lopingu a jsou situovány ve východní části Gondwany. Odpovídají tak intervalům P3 a P4 ve východní Austrálii. Možným vysvětlením je lokálně chladné klima, podmíněné přítomností studeného oceánského proudu, pro které je dokladem přítomnost ikaitu v glaciarninních sekvencích (Fielding et al. 2023). Absenci ledovcového pokryvu v polárních oblastech dokládají fytopaleontologické nálezy, které nejeví poškození mrazem (Isbell et al. 2012). Konec intervalu P4 posledního projevu zalednění, je datován dle Fieldinga et al. (2023) na svrchní loping (254 Ma).

4.2. Dlouhodobé řídicí faktory

4.2.1. CO₂

I přes určité nejasnosti je obsah skleníkových plynů (zejména CO₂) v paleozoické atmosféře pokládán za hlavní řídicí prvek klimatu, a tedy i glaciace. Klimatický vliv obsahu CO₂ v atmosféře paleozoika se vyskytuje jak na dlouhodobé, tak na krátkodobé úrovni.

Z dlouhodobého pohledu dochází k poklesu atmosférického CO₂ již v období devonu. Hodnoty obsahu CO₂ ve svrchním devonu dosahují >1000 ppm, počátkem mississippu nadále klesají a v průběhu pennsylvanu a spodního permu oscilují v hodnotách 200-700 ppm. Koncem spodního permu obsah CO₂ postupně roste až k hodnotám ~800 ppm. (Royer, 2006; Montañez et al. 2007; Montañez, 2022). Horton et al. 2010 považuje hodnotu 560 ppm za iniciační práh glaciace v mladším paleozoiku. Z četných numerických modelů vyplývá silná vazba klimatu na obsah CO₂ v atmosféře, za sekundární řídicí prvky je pokládáno paleogeografií podmíněné albedo a svítivost Slunce (Lowry et al. 2014).

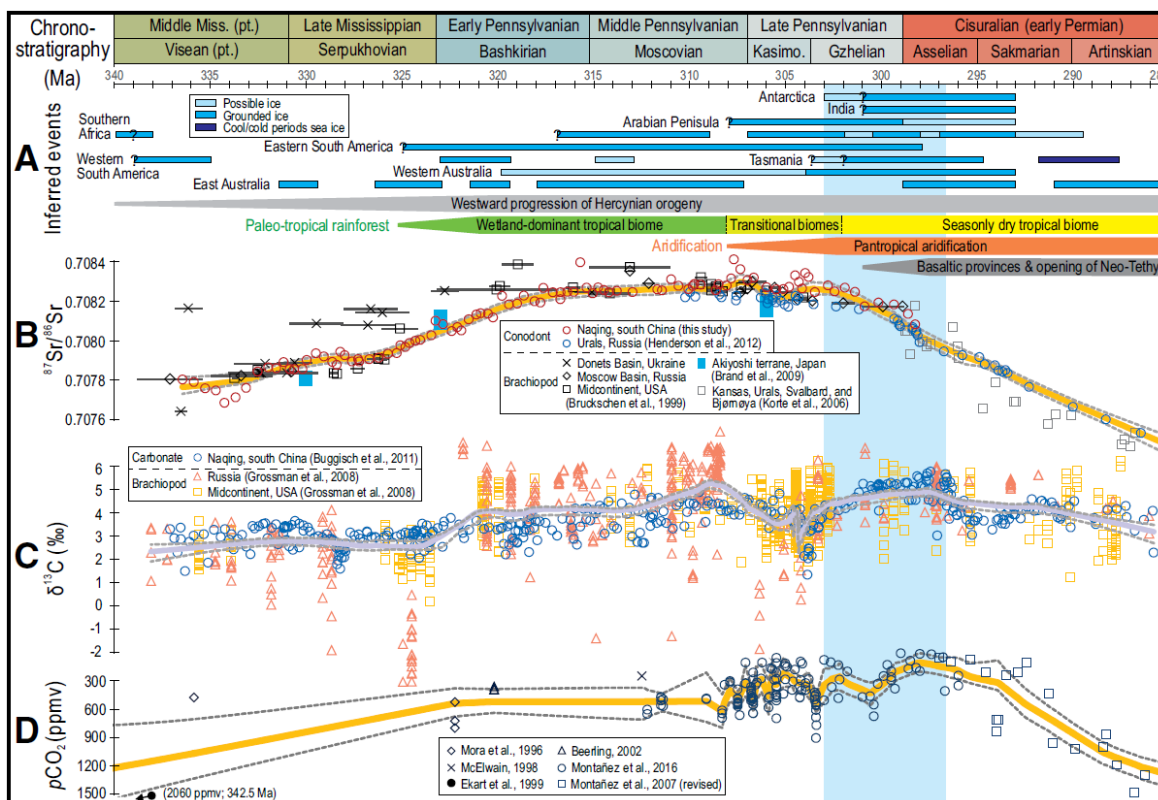
Změny v obsahu CO₂ jsou řízeny prostřednictvím biotických i tektonických mechanismů (obr. 19). Biotický dopad spočívá zejména v rapidní kolonizaci souše rostlinnými společenstvy ve svrchním devonu. Později v průběhu mississippu vznikají typická prostředí uhlotvorných močálů, jejichž největší rozloha je zaznamenána ve středním pennsylvanu. V těchto uhlotvorných močálech dochází k masivnímu ukládání organické hmoty v podobě rašeliny. (Qie et al. 2019).

4.2.2. Tektonické vlivy v mladším paleozoiku

V mladším paleozoiku se odehrávají četné tektonické pohyby zahrnující subdukce a kontinentální kolize. Rychle vyzdvižené, kolizí konsolidované části kontinentální kůry se stávají prostřednictvím silikátového zvětrávání intenzivním konzumentem atmosférického CO₂ (Rosa & Isbell, 2020).

Povaha exogenních a endogenních vlivů je zaznamenána v izotopech stroncia ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr v mořské vodě, extrahovaných z brachiopodů či konodontů. V intervalu 334-318 Ma (visé-sp. baškir) je pozorováno pozvolné zvyšování poměru ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr odrážející nárůst v intenzitě zvětrávacích procesů, spojených s výzdvihem variského orogénu. Plató v následující období 318-303 Ma (sp. baškir -sp. kasimov) je vystřídáno rapidním nelineárním poklesem poměru ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (obr. 19b), ačkoliv se tektonická aktivita projevuje až do středního permu (260 Ma). Prvním vysvětlením je aridifikace způsobená kontinentalizací Pangey a s ní související zpomalení chemického zvětrávání. Za druhý faktor je považována změna v rostlinných společenstvech na konci pennsylvanu, mající za následek nižší zvětrávací potenciál v areálu výskytu (obr. 19a). Riftová aktivita v prostoru otvírající se neo-tethydy v kombinaci s vulkanickými provinciemi je též pokládána za činitele úbytku ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr v průběhu spodního a středního permu (Chen et al. 2018). Přestože je aktivita některých magmatických provincií známa již z devonu, hlavní klimatický dopad nastává ve spodním permu. Permské stáří vykazují rozsáhlé magmatické provincie (LIP) Skagerrak (297 Ma), Tarim (275 Ma)

(Qie et al. 2019). Klimatický efekt způsobený intenzivním vulkanismem se může značně lišit podle jejich geografické polohy. Posteruptivní zvětrávání magmatické provincie Emeishan má dle Yang et al. (2018) za následek ochlazení. Naopak u vulkanismu situovaného ve vyšších zeměpisných šířkách se méně projevuje efekt chemického zvětrávání. Příkladem jsou sibiřské trapy stáří svrchního permu (Kent & Muttoni, 2020).



Obrázek 19: (A) stratigrafická příslušnost glacigenních sedimentů, tektonické a biotické vlivy v mladším paleozoiku, (B) izotopová data $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, (C) izotopová data $\delta^{13}\text{C}$, (D) obsah CO_2 v atmosféře (převzato z Chen et al. 2018).

4.2.3. Efekt topografie na glaciaci

Možným zdrojem lokálních projevů je vliv topografie na samotnou glaciaci. Popsána je pomocí konceptu ELA (equilibrium-line altitude), který je možné připodobnit sněžné čáře, nad jejíž úrovní je možná akumulace sněhu a následná tvorba ledovce (Isbell et al. 2012). Efekt topografie je patrný zejména v raných fázích zalednění v Jižní Americe, kde jsou ledovce situovány na aktivním okraji Panthallasy (Limarino & Spaletti, 2006). Lokální ledovcová centra v pánvích jižní Afriky (Karoo a Kalahari) naznačují vazbu ledovců na vyvýšené okraje pánví i v hlavní fázi LPIA (v této oblasti 317-308 Ma) (Isbell et al. 2008). Poslední výskyty zalednění ve středním a svrchním permu jsou dle Fieldinga et al. (2023) též odrazem topografie a lokálních klimatických podmínek.

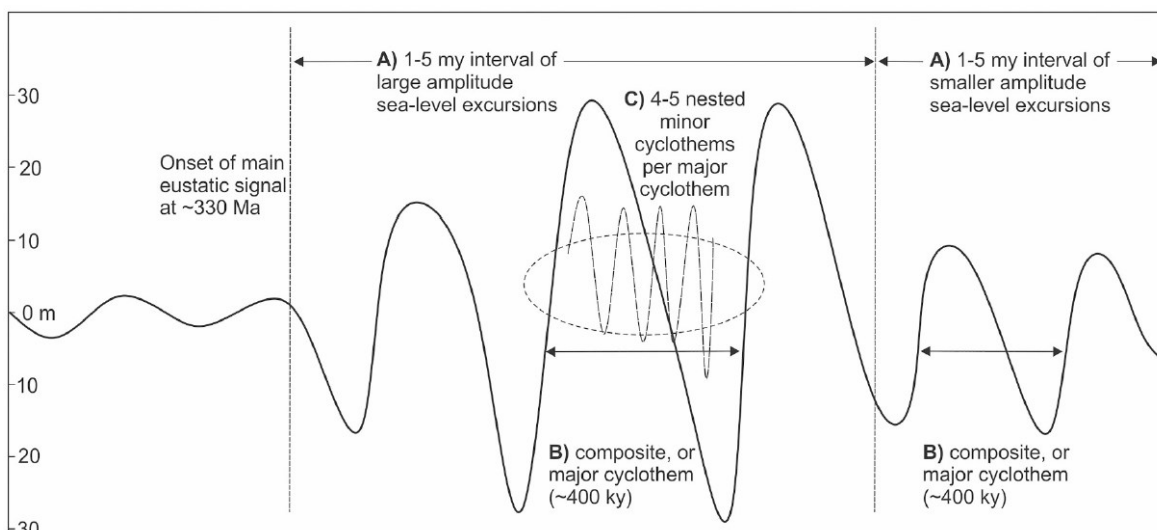
4.3. Krátkodobé řídicí faktory

Klimatické změny na krátkodobé úrovni jsou úzce navázány na dlouhodobý klimatický trend. Orbitálně řízené vlivy se projevují v určitém klimatickém okně, které lze pomocí numerických modelů definovat obsahem CO₂ v atmosféře. Numerické modely prokazují uplatňování krátkodobých (orbitálně řízených) změn v okně 420-840 ppm CO₂ (Horton et al. 2012).

Orbitálně řízené změny insolace se projevují jak přímo, teplotní kontrolou objemu ledu, tak nepřímo, v obsahu atmosférického CO₂. Zaznamenány jsou fluktuace v měřítku 200-300 ppm. Časový rámec odpovídá krátké excentricitě (100 kyr), přičemž vypočtený meziroční vzestup koncentrace činí 0,001-0,005 ppm/rok. Množství CO₂ v atmosféře částečně koinciduje se záznamem stavu mořské hladiny. S postupným ochlazováním a zvyšujícím se objemem ledu v průběhu pennsylvanu se zvyšuje také amplituda změn obsahu CO₂ (Montañez et al. 2016). Tyto orbitálně řízené změny se promítají do druhové skladby tropických pralesů prostřednictvím aridizačních pulzů, dobře zdokumentovaných v pennsylvánských pánvích Eurameriky (např. Cleal et al. 2011).

Silný klimatický vliv odráží uhlonosné sekvence napříč karbonskými pánvemi. Vlivem změn ve všeobecné cirkulaci atmosféry dochází v období glaciálů k zužování zóny intertropické konvergence (ITCZ) a snížení sezonality v rovníkové oblasti. Typická jsou společenstva uhlotvorných močálů složené ze stromovitých plavuní, přesliček nebo pteridosperm. Naopak pro fáze s odlišnou distribucí srážek a výraznějšími obdobími sucha, odpovídající interglaciálům, jsou typické porosty gymnosperm (Cecil et al. 2014). V sedimentárním záznamu odpovídají nejsušším fázím tzv. red beds (Cleal et al. 2011).

V mladším paleozoiku jsou krátkodobé změny, spojené s Milankovičovými cykly, zachovány v podobě paralických cyklotém. Z hlediska cyklostratigrafie jsou cyklotémy důležitým sedimentárním fenoménem. Prostřednictvím glacieustatických změn hladiny jsou v nich zachyceny změny v objemu ledu gondwanských ledovců. Rozeznány jsou cyklicity ~400 kyr a ~100 kyr, odpovídající tzv. krátké a dlouhé excentricitě (obr. 20) včetně vzájemných přechodů a dlouhodobých modulací (Fielding, 2021). Pomocí frekvenčních analýz jsou zaznamenány i kratší orbitální vlivy v měřítku cyklu náklonu zemské osy (~40kyr) a precese (~20 kyr) (např. Giles, 2009).



Obrázek 20: Schéma glacieustatických oscilací v průběhu LPIA: (A) pakety cyklotém v periodě 1-5 myr, (B) cyklotémy odpovídající dlouhé excentricitě ~400 kyr, (C) cyklotémy odpovídající krátké excentricitě ~100 kyr (převzato z Fielding, 2021)

4.4. Nevyřešené otázky

4.4.1. Glaciace severní polokoule

Polární oblasti severní polokoule byly v paleozoiku oceánskou doménou, která měla v důsledku nízké nadmořské výšky, salinity a teplotní kapacity mořské vody relativně nízký potenciál pro tvorbu ledu (Horton et al. 2010). Teoretické i empirické doklady pro zalednění jsou dosud sporné, ačkoliv dřívější autoři popisují glacienní sedimenty z oblasti severní a východní Sibíře, podle Isbella et al. (2016) není prokázán glacienní původ. Tento autor zároveň poukazuje na možnost existence dosud neobjevených ledovcových sedimentů s ohledem na četné permokarbonské sedimenty v této oblasti. Davydov et al. (2022) popisuje z východní Sibíře potencionální glacienní záznam s výskyty glendonitů, stratigraficky náležící střednímu a svrchnímu permu. Zmíněn je též časový překryv s obdobími P3 a P4 definovaných Fieldingem et al. (2008) v Austrálii. Přítomnost kontinentálního zalednění severní polokoule předpokládají klimatické modely (Horton et al. 2010).

4.4.2. Oceánská cirkulace

Efekt oceánského proudění na klimatický systém a uhlíkový cyklus se pochopitelně vyskytuje i v mladším paleozoiku. Tektonické pohyby a uzavírání oceánských úžin při variské kolizi má silný vliv na oceánskou cirkulaci. Ucelenou podobu oceánského proudění, její intenzity nebo přítomnost zón upwellingu v mladším paleozoiku blíže neznáme, vzhledem k její úzké vazbě na paleogeografickou situaci nebo rozsah zalednění (Qie et al. 2019). Tektonický vliv na oceánskou cirkulaci je možné ilustrovat na příkladu uzavření Rheického oceánu a přerušení cirkumekvatoriálního proudění (Saltzman, 2003).

Diskuse

Pro porovnání obou ledovcových epoch jsou dále vyčleněny kategorie řídicích mechanismů a charakteristik. Zejména v období mladšího paleozoika se podepisuje větší časová odlehlost vůči současnosti. Důsledkem je nejen snížené rozlišení v geochronologického datování, ale také absence některých významných zdrojů informací v geologickém záznamu (Tab. 1).

zdroj:	Informace a metody:	Mladší kenozoikum (CIA)	Mladší paleozoikum (LPIA)
Pelagické sedimenty	Izotopy $\delta^{18}\text{O}$ (údaje o paleoteplotě a objemu ledu) Údaje o teplotě vody, lokální cirkulaci, upwellingu (mikropaleontologické, sedimentologické markery) Analýzy časových řad	ANO	NE***
Glacigenní sedimenty	Stratigrafická příslušnost, paleoproudy toku ledu, facie (LPIA)	ANO	ANO*
Ledovcové vrty	Izotopy $\delta^{18}\text{O}$ Reziduální vzduchové uzavřeniny	ANO	NE
Terestrické sedimenty	Limnické a paralické sekvence, pleistocenní spraše	ANO	ANO*
Astronomické řešení	Konfigurace astronomických parametrů	ANO	NE
Fosílie	Stomatový index (obsah CO_2) Stratigrafické biozóny (palynologie, konodonti) Biomarkery lokálních klimatických podmínek	ANO	ANO*
Numerické modely	Oceánská cirkulace Atmosférická cirkulace	ANO	ANO**
*snížené datovací rozlišení **zátěž v podobě přenesených mechanismů (např. z kenozoika) a aproximací *** fragmentární záznam s problematickou interpretací			

Tabulka 1: Sumarizace vybraných paleoklimatologických a sedimentologických zdrojů, dostupnost a použití metod v obou porovnávaných obdobích

(1) Vnitřní struktura a podoba zalednění

Z hlediska vývoje ledovcového klimatického režimu je nutné brát v úvahu i počáteční, co do objemu ledu i teplot, méně výrazná období. Z tohoto důvodu je použito časové vymezení mladopaleozoické doby ledové (LPIA) z práce Montañez (2022) v časovém rozsahu 370-260 Ma (spodní famen-hranice guadelup/loping). Obdobná situace se objevuje i v případě kenozoického zalednění, jehož je samotný pleistocén (v metrice objemu ledu a teplot) vrcholnou etapou (viz Raymo & Lisiecki, 2005; Scotese et al. 2021) a počáteční stádia sahají až do mladšího eocénu (Zachos et al. 2001).

Velmi dlouhý časový interval zalednění v mladším paleozoiku ve spojení s lokálními klimatickými podmínkami vytváří značně heterogenní prostředí pro glaciaci v prostoru a čase. Počáteční fáze zalednění ve svrchním paleozoiku (svrchní devon-spodní mississippi) jsou srovnatelné s ranou glaciací v kenozoiku (svrchní eocén-miocén), které probíhaly v módu menších dynamických ledovcových center vázaných na topografii a lokální klimatické podmínky (viz DeConto & Pollard, 2003; Gulbranson et al. 2010). Pro inicializaci kontinentálního zalednění existuje v obou porovnávaných intervalech určitá prahová hodnota v obsahu CO₂. Glacieustatické změny hladiny se odehrávají v ranku X0 m (viz Rygel et al. 2008; Miller et al. 2020). Obsah CO₂ v atmosféře dosahuje v iniciační fázi paleozoického zalednění ~700-1000 ppm (Montañez, 2022), v případě kenozoika ~600-800 ppm (Miller et al. 2020).

Dalším společným znakem je přechod z relativně teplejších do vrcholných studených fází s maximálním objemem kryosféry i amplitudy glacieustatických oscilací <100m. V nejchladnější fázi (serpuchov-sakmar) je podoba kryosféry rozdílná oproti pleistocénu přítomností několika desítek (~30) jednotlivých glaciačních center, situovaných v oblasti polární Gondwany (viz Montañez, 2022). Na hranici pennsylvanu a permu je patrný časový překryv i ve vzdálených oblastech, což v kombinaci s izotopovými daty $\delta^{18}\text{O}$ poukazuje na kulminaci zalednění v tomto období (viz Rosa & Isbell, 2021). Otázka bipolárního zalednění v paleozoiku zůstává nadále otevřená.

Podoba zalednění v hlavní fázi LPIA je dosud kontroverzním tématem, jelikož současné povědomí o stratigrafické příslušnosti jednotlivých glaciačních epoch v mladším paleozoiku pochází z datování proximálních glacienních sedimentů na gondwanských kontinentech (viz Fielding, 2023; Isbell, 2012), které jsou mnohdy kompilací fragmentárních dat. V lepším případě odráží pouze regionální charakter glaciace a nikoliv klimatické podmínky v rozsáhlé polární Gondwaně. V revizi Fieldinga et al. (2023) se oproti předešlé studii téhož autora (2008) použitím kvalitních geochronologických metod posouvají jednotlivé glaciační eventy až o 5 milionů let. Na lokalitách datovaných pomocí palynologických biozón tak může v případě úspěšného použití kvalitnějších metod dojít k obdobným situacím. Určitý potenciál mají také méně významné výskyty glacienních sedimentů např. v tibetských teránech (Lhasa, Qintang), Íránu, Malajsii, Thajsku, Etiopii, Madagaskaru, Nigeru, Čadu nebo Maroku a Alžírsku.

(2) Dlouhodobé vlivy

V obou obdobích je primárním řídicím prvkem klimatu obsah CO₂ v atmosféře (Royer, 2004). Souvislost ochlazení a orogenní činnosti se v případě mladšího paleozoika i kenozoika projevuje pozitivní exkurzí v izotopovém poměru stroncia ⁸⁷Sr/⁸⁸Sr (viz McArthur et al. 2020). Vyznění ledovcového režimu, které souvisí s disperzí Pangey a vulkanickou aktivitou nemá v kenozoiku ekvivalent, jelikož trvá do současnosti.

Zásadním rozdílem na dlouhodobé úrovni je snížená svítivost Slunce v paleozoiku o 3 % oproti současnosti (Montañez, 2022). Efekt rozdílné paleogeografie se projevuje zejména v rozdílné podobě zemských cirkulačních systémů nebo rozdílného albeda oceánu a kontinentů.

(3) Krátkodobé orbitální vlivy

Studium orbitálních parametrů ve svrchním paleozoiku je oproti časově bližšímu kenozoiku a kvartéru obtížnější z hlediska absence astronomických modelů v potřebné spolehlivosti. Nejistoty astronomických rekonstrukcí vykazují exponenciální růst nejistot každých 10 Ma z důvodu chaotického chování vesmírných těles (Laskar, 1993). Dle Laskara et al. (2011) je řešení excentricity limitováno intervalem 60 Ma směrem do minulosti. Kratší orbitální parametry v podobě precese a náklonu, a tedy i jejich insolační efekt, jsou závislé na precesní rychlosti Země. Vlivem tidální disipace a měnící se vzdálenosti Země-Měsíc je rekonstrukce v minulosti obtížná, proto je v hlubší geologické historii využívána relativně stabilní excentricita.

Z předem zmíněných důvodů jsou k rekonstrukcím využívány alternativní astrochronologické a cyklostratigrafické metody založené na extrakci geochemických proxydat ze sedimentárních sekvencí (např. Wu et al. 2023) a jejich transformaci na orbitální signál prostřednictvím statistických metod filtrace (Laskar, 2020). Dalším zdrojem pro studium orbitálních vlivů v mladším paleozoiku jsou cyklotémy. V paralelních cyklotémách se uplatňují astronomické parametry prostřednictvím změn mořské hladiny. Rekonstrukce orbitálních parametrů z cyklotém jsou složité zejména z důvodu dynamického sedimentárního systému, ve kterém je konkrétní odezva březní linie zatížena mnoha nelineárními jevy, např. rozdílnou akomodací a kompakcí uhlí (Fielding, 2021). Projevy Milankovičových cyklů jsou doloženy též z kontinentálních fluvialních alocyklů. Rozeznána je krátká excentricita (100kyr), která se pravděpodobně projevuje změnami ve srážkovém režimu v oblastech rovníkové Pangey. Jejich vazba na glaciaci zůstává zatím neznámá (Opluštil et al. 2022).

Zmíněná situace je podobná svrchnímu pleistocénu s typickými cykly (100 kyr), které však nejsou přímým důsledkem insolačního působení krátké excentricity. Majoritní vliv na zesílení je přičítán zpětným vazbám skleníkových plynů. Vzniká tak paradox, do jisté míry podobný sto tisíciletému problému v pleistocénu. Tomu nasvědčují kvazicyklické změny v CO₂ (viz Montañez et al. 2016), které mohly být potencionální zpětnou vazbou známou z pleistocénu. Data o obsahu CO₂ na krátkodobé úrovni však nejsou v období paleozoika zpracována v potřebném časovém rozlišení (100 kyr). Další neznámou je příspěvek skleníkových plynů procesem metanogeneze v rovníkových oblastech, jehož efekt je popsán v pleistocénu.

Stejným směrem poukazuje i model z práce Horton & Poulsen (2009), který přičítá samotným orbitálním vlivům při koncentraci CO₂ 280 ppm pouze amplitudu oscilací mořské hladiny v řádu ~25 m. Na vyšší oscilace mořské hladiny a celkovou ablaci je potřebná výrazně vyšší koncentrace CO₂ (> 2240 ppm). V sedimentárním záznamu je však pozorovaná amplituda více než 100 m.

Konkrétní konfigurace Milankovičových cyklů a pozice sekulárních orbitálních uzlů je jedním z faktorů inicializace zalednění ve svrchním eocénu. Po vzoru kenozoika není prozatím možná implikace tohoto jevu i na počáteční glaciální eventy LPIA na konkrétních místech v konkrétním čase. Obtížná je zachytitelnost takto krátkých období a také spolehlivost rekonstrukcí orbitálního signálu a příslušné stratigrafické kotvení.

V souvislosti s konfigurací astronomických parametrů je zajímavá konkrétní situace v období středního pennsylvanu, který je obdobím největšího rozmachu uhlotvorných močálů (viz Cleal et al. 2007). Tento časový interval koinciduje s obdobím relativně nízkých maxim letní insolace popsány v práci (Wu et al. 2019).

(4) Oceánská cirkulace

I relativně nevýznamné změny v konfiguraci kontinentů, batymetrii nebo topografii mořského dna způsobují zásadní změny v povrchové i hlubinné oceánské cirkulaci. V období mladšího kenozoika jsou důležitými hybateli klimatických změn a glaciace na dlouhodobé i krátkodobé úrovni. Obdobné jevy jsou tedy velmi pravděpodobné i v mladším paleozoiku při použití moderních paleogeografických rekonstrukcí. Značným hendikepem je absence paleozoických hlubokomořských sedimentů a oceánské kůry. V kenozoiku hrají data získaná z hlubokomořských sedimentů významnou roli. Poskytují informace o proudění, salinitě nebo teplotě na základě mikropaleontologických markerů. Částečným

nahrazením chybějících dat mohou být lokální rekonstrukce druhové skladby a paleobiogeografie paleozoických šelfových společenstev (např. Qiao et al. 2014).

Podle numerického modelu oceánské cirkulace z práce Macarewich & Poulsen (2021) se jeví větrem poháněná cirkulace, přenos tepla i intenzita pobřežního upwellingu ve svrchním paleozoiku (305-295 Ma) výraznější než v předindustriálním období. Rozdílná distribuce kontinentů (zejména větší plocha oceánu) a její efekt prostřednictvím albeda tak pravděpodobně kompenzoval sníženou svítivost Slunce. Společným znakem oceánské proudění v obou porovnávaných obdobích je přítomnost meridionální cirkulační větve. Za období AMOC předindustriálního období by mohla být v paleozoiku považována MOC v prostoru jižní Panthalasy.

Závěr

Odpověď na počáteční otázku, zda je prvohorní zalednění obdobou kvartérních glaciálních cyklů je závislá na konkrétních klimatických podmínkách, a tedy i charakteru zalednění v čase. Obecně lze konstatovat podobnost hlavní fáze LPIA a pleistocénu na základě obsahu CO₂ v atmosféře, amplitudy glacieustatických oscilací nebo projevech Milankovičových cyklů. Hlavní fáze LPIA se skládá z několika glaciačních intervalů podobných pleistocénu, které jsou odděleny obdobími bez vlivu glaciace. Z pohledu zmíněných metrik se do jisté míry podobají i počáteční fáze zalednění, avšak pro tyto období je k dispozici méně informací.

Data z kenozoika a pleistocénu poukazují na velmi komplexní chování jednotlivých činitelů klimatického systému. Pro uchopení a následné přenesení poznatků z mladšího paleozoika je důležité použití přesných geochronologických metod (CA-ID-TIMS) pro studium proximálního záznamu gondwanských kontinentů a aplikace těchto metod v oblastech prozatím méně studovaných. Neméně důležité jsou kvalitnější informace a bližší data o amplitudách glacieustatických oscilací v čase a jejich bližší propojení s proximálním záznamem. Kvalitním nástrojem pro komplexní rekonstrukce paleoklimatu je numerické modelování, jehož výsledky by bylo možné konfrontovat s konkrétními sedimentologickými nebo paleontologickými daty, které je jinak obtížné zasadit do kontextu.

Pro porovnání krátkodobých orbitálně řízených vlivů Milankovičovy provenience je nezbytná konstrukce astrochronologického modelu na základě robustnějších dat pro období svrchního paleozoika a jeho kvalitnější radioizotopické kotvení ve stratigrafickém systému. Vzhledem ke značným rezervám v pochopení těchto mechanismů v mnohem lépe prozkoumaném pleistocénu se jedná o velmi obtížný úkol.

Analogem k aktuálním změnám klimatu by mohl být bližší pohled na kauzální mechanismy a kvantitativní charakteristiky intervalů bez vlivu glaciace v hlavní fázi LPIA pennsylvanu a spodního permu. Právě klimatická situace v těchto obdobích by mohla přinést určité souvislosti o řídicích prvcích, vývoji a osudu chladných fází, kterou je také pleistocén a potažmo holocén.

Přes veškeré nevyřešené otázky a některé protichůdné indicie zůstává v ledovcovém režimu svrchního paleozoika určitý potenciál pro pochopení alespoň rámcových souvislostí a kauzálních příčin klimatických změn. K pochopení složitých a velmi komplexních mechanismů zbývá ještě dlouhá cesta.

Seznam použité literatury:

- Abe-Ouchi, A., Saito, F., Kawamura, K., Raymo, M. E., Okuno, J. I., Takahashi, K., & Blatter, H. (2013). Insolation-driven 100,000-year glacial cycles and hysteresis of ice-sheet volume. *Nature*, 500(7461), 190-193.
- Ai, X. E., Studer, A. S., Sigman, D. M., Martínez-García, A., Fripiat, F., Thöle, L. M., ... & Haug, G. H. (2020). Southern Ocean upwelling, Earth's obliquity, and glacial-interglacial atmospheric CO₂ change. *Science*, 370(6522), 1348-1352.
- Bahcall, J. N., Pinsonneault, M. H., & Basu, S. (2001). Solar models: Current epoch and time dependences, neutrinos, and helioseismological properties. *The Astrophysical Journal*, 555(2), 990.
- Barry, R. G., & Chorley, R. J. (2003). *Atmosphere, Weather and Climate*, Eighth Edition. London: Taylor & Francis Group. 421 pp.
- Batchelor, C. L., Margold, M., Krapp, M., Murton, D. K., Dalton, A. S., Gibbard, P. L., Stokes, C. R., & Manica, A. (2019). The configuration of Northern Hemisphere ice sheets through the Quaternary. *Nature communications*, 10(1), 3713.
- Bell, D. B., Jung, S. J., Kroon, D., Hodell, D. A., Lourens, L. J., & Raymo, M. E. (2015). Atlantic deep-water response to the early Pliocene shoaling of the Central American Seaway. *Scientific reports*, 5(1), 12252.
- Berends, C. J., Köhler, P., Lourens, L. J., & van de Wal, R. S. W. (2021). On the cause of the mid-Pleistocene transition. *Reviews of Geophysics*, 59, e2020RG000727.
- Bijl, P. K., Bendle, J. A., Bohaty, S. M., Pross, J., Schouten, S., Tauxe, L., ... & Yamane, M. (2013). Eocene cooling linked to early flow across the Tasmanian Gateway. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110(24), 9645-9650.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., DeMenocal, P., ... & Bonani, G. (1997). A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *science*, 278(5341), 1257-1266.
- Brezinski, D. K., Cecil, C. B., & Skema, V. W. (2010). Late Devonian glacial and associated facies from the central Appalachian Basin, eastern United States. *Bulletin*, 122(1-2), 265-281.
- Caputo, M. V., & Crowell, J. C. (1985). Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. *Geological Society of America Bulletin*, 96(8), 1020-1036.
- Caputo, M. V., de Melo, J. G., Streel, M., Isbell, J. L., & Fielding, C. R. (2008). Late Devonian and early Carboniferous glacial records of South America. *Geological Society of America Special Papers*, 441, 161-173.
- Cecil, C. B., DiMichele, W. A., & Elrick, S. D. (2014). Middle and Late Pennsylvanian cyclothems, American Midcontinent: Ice-age environmental changes and terrestrial biotic dynamics. *Comptes Rendus. Géoscience*, 346(7-8), 159-168.
- Cleal, C. J., Opluštil, S., Thomas, B. A., & Tenchov, Y. (2011). Pennsylvanian vegetation and climate in tropical Variscan Euramerica. *Episodes Journal of International Geoscience*, 34(1), 3-12.
- Clotten, C., Stein, R., Fahl, K., Schreck, M., Risebrobakken, B., & De Schepper, S. (2019). On the causes of Arctic sea ice in the warm Early Pliocene. *Scientific reports*, 9(1), 989.

- Craddock, J. P., Ojakangas, R. W., Malone, D. H., Konstantinou, A., Mory, A., Bauer, W., ... & Gehrels, G. (2019). Detrital zircon provenance of Permo-Carboniferous glacial diamictites across Gondwana. *Earth-Science Reviews*, *192*, 285-316.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Hammer, C. U., & Oeschger, H. (1984). North Atlantic climatic oscillations revealed by deep Greenland ice cores. *Climate processes and climate sensitivity*, *29*, 288-298.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., ... & Bond, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *nature*, *364*(6434), 218-220.
- Davydov, V. I., Budnikov, I. V., Kutugin, R. V., Nurgalieva, N. G., Biakov, A. S., Karasev, E. V., ... & Makoshin, V. I. (2022). Possible bipolar global expression of the P3 and P4 glacial events of eastern Australia in the Northern Hemisphere: Marine diamictites and glendonites from the middle to upper Permian in southern Verkhoyanie, Siberia. *Geology*, *50*(8), 874-879.
- DeConto, R. M., & Pollard, D. (2003). Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining atmospheric CO₂. *Nature*, *421*(6920), 245-249.
- Domeier, M., & Torsvik, T. H. (2014). Plate tectonics in the late Paleozoic. *Geoscience Frontiers*, *5*(3), 303-350.
- Driscoll, N. W., & Haug, G. H. (1998). A short circuit in thermohaline circulation: A cause for northern hemisphere glaciation?. *Science*, *282*(5388), 436-438.
- Du Toit, A.L. (1937). *Our Wandering Continents*. Edinburgh: *Oliver and Boyd Ltd*. 366 pp.
- Elderfield, H., Ferretti, P., Greaves, M., Crowhurst, S., McCave, I. N., Hodell, D., & Piotrowski, A. M. (2012). Evolution of ocean temperature and ice volume through the mid-Pleistocene climate transition. *science*, *337*(6095), 704-709.
- Eros, J. M., Montañez, I. P., Osleger, D. A., Davydov, V. I., Nemyrovska, T. I., Poletaev, V. I., & Zhykalyak, M. V. (2012). Sequence stratigraphy and onlap history of the Donets Basin, Ukraine: insight into Carboniferous icehouse dynamics. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *313*, 1-25.
- Fielding, C. R. (2021). Late Palaeozoic cyclothems—A review of their stratigraphy and sedimentology. *Earth-Science Reviews*, *217*, 103612.
- Fielding, C. R., Frank, T. D., Birgenheier, L. P., Rygel, M. C., Jones, A. T., & Roberts, J. (2008). Stratigraphic imprint of the Late Palaeozoic Ice Age in eastern Australia: a record of alternating glacial and nonglacial climate regime. *Journal of the Geological Society*, *165*(1), 129-140.
- Fielding, C. R., Frank, T. D., & Birgenheier, L. P. (2023). A revised, late Palaeozoic glacial time-space framework for eastern Australia, and comparisons with other regions and events. *Earth-Science Reviews*, 104263.
- Ganopolski, A., & Calov, R. (2011). The role of orbital forcing, carbon dioxide and regolith in 100 kyr glacial cycles. *Climate of the Past*, *7*(4), 1415-1425.
- Gastaldo, R. A., Purkynova, E., Simunek, Z., & Schmitz, M. D. (2009). Ecological persistence in the late mississippian (serpukhovian, namurian A) megafloral record of the upper silesian basin, Czech republic. *Palaios*, *24*(6), 336-350.

- Gildor, H., & Tziperman, E. (2003). Sea-ice switches and abrupt climate change. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 361(1810), 1935-1944.
- Giles, P. S. (2009). Orbital forcing and Mississippian sea level change: time series analysis of marine flooding events in the Viséan Windsor Group of eastern Canada and implications for Gondwana glaciation. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 57(4), 449-471.
- Grant, K. M., Amarathunga, U., Amies, J. D., Hu, P., Qian, Y., Penny, T., ... & Rohling, E. J. (2022). Organic carbon burial in Mediterranean sapropels intensified during Green Sahara Periods since 3.2 Myr ago. *Communications Earth & Environment*, 3(1), 11.
- Gulbranson, E. L., Montañez, I. P., Schmitz, M. D., Limarino, C. O., Isbell, J. L., Marensi, S. A., & Crowley, J. L. (2010). High-precision U-Pb calibration of Carboniferous glaciation and climate history, Paganzo Group, NW Argentina. *Bulletin*, 122(9-10), 1480-1498.
- Hearty, P. J., & Kindler, P. (1995). Sea-level highstand chronology from stable carbonate platforms (Bermuda and the Bahamas). *Journal of Coastal Research*, 675-689.
- Heinrich, H. (1988). Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary research*, 29(2), 142-152.
- Hinnov, L. A. (2004). Earth's orbital parameters and cycle stratigraphy. *A geologic time scale*, 55-62.
- Hönisch, B., Hemming, N. G., Archer, D., Siddall, M., & McManus, J. F. (2009). Atmospheric carbon dioxide concentration across the mid-Pleistocene transition. *Science*, 324(5934), 1551-1554.
- Horton, D. E., & Poulsen, C. J. (2009). Paradox of late Paleozoic glacioeustasy. *Geology*, 37(8), 715-718.
- Horton, D. E., Poulsen, C. J., & Pollard, D. (2010). Influence of high-latitude vegetation feedbacks on late Palaeozoic glacial cycles. *Nature Geoscience*, 3(8), 572-577.
- Horton, D. E., Poulsen, C. J., Montañez, I. P., & DiMichele, W. A. (2012). Eccentricity-paced late Paleozoic climate change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 331, 150-161.
- Hotinski, R. M., & Toggweiler, J. R. (2003). Impact of a Tethyan circumglobal passage on ocean heat transport and “equable” climates. *Paleoceanography*, 18(1).
- Chen, J., Montañez, I. P., Qi, Y., Shen, S., & Wang, X. (2018). Strontium and carbon isotopic evidence for decoupling of pCO₂ from continental weathering at the apex of the late Paleozoic glaciation. *Geology*, 46(5), 395-398.
- Imbrie, J., Berger, A., Boyle, E. A., Clemens, S. C., Duffy, A., Howard, W. R., ... & Toggweiler, J. R. (1993). On the structure and origin of major glaciation cycles 2. The 100,000-year cycle. *Paleoceanography*, 8(6), 699-735.
- IPCC, 2007: Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change . IPCC, Geneva, Switzerland, 104 pp.

- Isbell, J. L., Miller, M. F., Wolfe, K. L., Lenaker, P. A., Chan, M. A., & Archer, A. W. (2003). Timing of late Paleozoic glaciation in Gondwana: was glaciation responsible for the development of northern hemisphere cyclothem?. *Special papers-geological society of America*, 5-24.
- Isbell, J. L., Cole, D. I., Catuneanu, O., Fielding, C. R., & Frank, T. D. (2008). Carboniferous-Permian glaciation in the main Karoo Basin, South Africa: Stratigraphy, depositional controls, and glacial dynamics. In *Resolving the Late Paleozoic ice age in time and space. Special Publication 441: Geological Society of America. 441*, 71-82
- Isbell, J. L., Henry, L. C., Gulbranson, E. L., Limarino, C. O., Fraiser, M. L., Koch, Z. J., ... & Dineen, A. A. (2012). Glacial paradoxes during the late Paleozoic ice age: Evaluating the equilibrium line altitude as a control on glaciation. *Gondwana Research*, 22(1), 1-19.
- Isbell, J. L., Biakov, A. S., Vedernikov, I. L., Davydov, V. I., Gulbranson, E. L., & Fedorchuk, N. D. (2016). Permian diamictites in northeastern Asia: Their significance concerning the bipolarity of the late Paleozoic ice age. *Earth-Science Reviews*, 154, 279-300.
- Isbell, J. L., Vesely, F. F., Rosa, E. L., Pauls, K. N., Fedorchuk, N. D., Ives, L. R., ... & Kusick, A. R. (2021). Evaluation of physical and chemical proxies used to interpret past glaciations with a focus on the late Paleozoic Ice Age. *Earth-Science Reviews*, 221, 103756.
- Jo, K. N., Woo, K. S., Yi, S., Yang, D. Y., Lim, H. S., Wang, Y., ... & Edwards, R. L. (2014). Mid-latitude interhemispheric hydrologic seesaw over the past 550,000 years. *Nature*, 508(7496), 378-382.
- Keigwin, L. (1982). Isotopic paleoceanography of the Caribbean and East Pacific: role of Panama uplift in late Neogene time. *Science*, 217(4557), 350-353.
- Kent, D. V., & Muttoni, G. (2020). Pangea B and the Late Paleozoic ice age. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 553, 109753.
- Kidder, D. L., & Worsley, T. R. (2010). Phanerozoic large igneous provinces (LIPs), HEATT (haline euxinic acidic thermal transgression) episodes, and mass extinctions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 295(1-2), 162-191.
- Kump, L. R., Arthur, M. A., Patzkowsky, M. E., Gibbs, M. T., Pinkus, D. S., & Sheehan, P. M. (1999). A weathering hypothesis for glaciation at high atmospheric pCO₂ during the Late Ordovician. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 152(1-2), 173-187.
- Kump, L. R., Kasting J. F., & Crane, R. G. (2010). *The Earth System*, 3rd edition. New Jersey: Pearson Education, Inc. 432 pp.
- Kutzbach, J. E., Guan, J., He, F., Cohen, A. S., Orland, I. J., & Chen, G. (2020). African climate response to orbital and glacial forcing in 140,000-y simulation with implications for early modern human environments. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 117(5), 2255-2264.
- Ladant, J. B., Donnadiou, Y., Lefebvre, V., & Dumas, C. (2014). The respective role of atmospheric carbon dioxide and orbital parameters on ice sheet evolution at the Eocene-Oligocene transition. *Paleoceanography*, 29(8), 810-823.
- Laskar, J. (2020). Astrochronology. In *Geologic Time Scale 2020* (pp. 139-158). Elsevier.

- Laskar, J., & Robutel, P. (1993). The chaotic obliquity of the planets. *Nature*, 361(6413), 608-612.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A. C., & Levrard, B. (2004). A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy & Astrophysics*, 428(1), 261-285.
- Laskar, J., Fienga, A., Gastineau, M., & Manche, H. (2011). La2010: a new orbital solution for the long-term motion of the Earth. *Astronomy & Astrophysics*, 532, A89.
- Liebrand, D., de Bakker, A. T., Beddow, H. M., Wilson, P. A., Bohaty, S. M., Ruessink, G., ... & Lourens, L. J. (2017). Evolution of the early Antarctic ice ages. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 114(15), 3867-3872.
- Limarino, C. O., & Spalletti, L. A. (2006). Paleogeography of the upper Paleozoic basins of southern South America: An overview. *Journal of South American Earth Sciences*, 22(3-4), 134-155.
- Lisiecki, L. E., & Raymo, M. E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20(1).
- Lockwood, M., Harrison, R. G., Woollings, T., & Solanki, S. K. (2010). Are cold winters in Europe associated with low solar activity?. *Environmental Research Letters*, 5(2), 024001.
- Lowry, D. P., Poulsen, C. J., Horton, D. E., Torsvik, T. H., & Pollard, D. (2014). Thresholds for Paleozoic ice sheet initiation. *Geology*, 42(7), 627-630.
- Macarewich, S. I., Poulsen, C. J., & Montañez, I. P. (2021). Simulation of oxygen isotopes and circulation in a late Carboniferous epicontinental sea with implications for proxy records. *Earth and Planetary Science Letters*, 559, 116770.
- McArthur, J. M., Howarth, R. J., Shields, G. A., & Zhou, Y. (2020). Strontium Isotope Stratigraphy. In *Geologic Time Scale 2020* (pp. 211-238). Elsevier.
- Meyers, S. R., Sageman, B. B., & Pagani, M. (2008). Resolving Milankovitch: Consideration of signal and noise. *American Journal of Science*, 308(6), 770-786.
- Miller, K. G., Browning, J. V., Schmelz, W. J., Kopp, R. E., Mountain, G. S., & Wright, J. D. (2020). Cenozoic sea-level and cryospheric evolution from deep-sea geochemical and continental margin records. *Science advances*, 6(20), eaaz1346.
- Montañez, I. P. (2022). Current synthesis of the penultimate icehouse and its imprint on the Upper Devonian through Permian stratigraphic record. *Geological Society, London, Special Publications*, 512(1), 213-245.
- Montañez, I. P., Tabor, N. J., Niemeier, D., DiMichele, W. A., Frank, T. D., Fielding, C. R., ... & Rygel, M. C. (2007). CO₂-forced climate and vegetation instability during Late Paleozoic deglaciation. *Science*, 315(5808), 87-91.
- Montañez, I. P., & Poulsen, C. J. (2013). The Late Paleozoic ice age: an evolving paradigm. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 41, 629-656.
- Montañez, I. P., McElwain, J. C., Poulsen, C. J., White, J. D., DiMichele, W. A., Wilson, J. P., ... & Hren, M. T. (2016). Climate, p CO₂ and terrestrial carbon cycle linkages during late Palaeozoic glacial–interglacial cycles. *Nature Geoscience*, 9(11), 824-828.

- Muller, R. A., & MacDonald, G. J. (1995). Glacial cycles and orbital inclination. *Nature*, 377(6545), 107-108.
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and stratigraphy: Second edition*. Hoboken, NJ: Wiley-Blackwell. 432 pp.
- Opluštil, S., Laurin, J., Hýlová, L., Jirásek, J., Schmitz, M., & Sivek, M. (2022). Coal-bearing fluvial cycles of the late Paleozoic tropics; astronomical control on sediment supply constrained by high-precision radioisotopic ages, Upper Silesian Basin. *Earth-Science Reviews*, 228, 103998.
- Pälike, H. (2005). EARTH | Orbital Variation (Including Milankovitch Cycles). In *Encyclopedia of Geology* (pp. 410-421). Elsevier.
- Patterson, M. O., McKay, R., Naish, T., Escutia, C., Jimenez-Espejo, F. J., Raymo, M. E. & Brinkhuis, H. (2014). Orbital forcing of the East Antarctic ice sheet during the Pliocene and Early Pleistocene. *Nature Geoscience*, 7(11), 841-847.
- Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J. M., Basile, I., ... & Stievenard, M. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399(6735), 429-436.
- Qiao, L., & Shen, S. Z. (2015). A global review of the Late Mississippian (Carboniferous) Gigantoproductus (Brachiopoda) faunas and their paleogeographical, paleoecological, and paleoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 420, 128-137.
- Qie, W., Algeo, T. J., Luo, G., & Herrmann, A. (2019). Global events of the late Paleozoic (early Devonian to Middle Permian): a review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 531, 109259.
- Rae, J. W., Zhang, Y. G., Liu, X., Foster, G. L., Stoll, H. M., & Whiteford, R. D. (2021). Atmospheric CO₂ over the past 66 million years from marine archives. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 49, 609-641.
- Raymo, M. E. (1997). The timing of major climate terminations. *Paleoceanography*, 12(4), 577-585.
- Raymo, M. E., & Nisancioglu, K. H. (2003). The 41 kyr world: Milankovitch's other unsolved mystery. *Paleoceanography*, 18(1).
- Raynaud, D., & Parrenin, F. (2009). Ice Cores, Antarctica And Greenland. In V. Gornitz (Ed.), *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments* (pp. 453-457).
- Rebesco, M., Hernández-Molina, F. J., Van Rooij, D., & Wählin, A. (2014). Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations. *Marine Geology*, 352, 111-154.
- Rosa, E. L. M., & Isbell, J. L. (2021). Late Paleozoic Glaciation. In *Encyclopedia of Geology* (pp. 534-545). Elsevier.
- Royer, D. L. (2006). CO₂-forced climate thresholds during the Phanerozoic. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(23), 5665-5675.
- Royer, D. L., Berner, R. A., Montañez, I. P., Tabor, N. J., & Beerling, D. J. (2004). CO₂ as a primary driver of phanerozoic climate. *GSA today*, 14(3), 4-10.

- Ruddiman, W. F. (2006). Orbital changes and climate. *Quaternary Science Reviews*, 25(23-24), 3092-3112.
- Ruddiman, W. F. (2008). *Earth's Climate: Past and Future*. Second edition. New York: *W.H. Freeman and Company*, 388 pp.
- Ruddiman, W. F., Raymo, M. E., Prell, W. L., & Kutzbach, J. E. (1997). The uplift-climate connection: a synthesis. *Tectonic uplift and climate change*, 471-515.
- Rygel, M. C., Fielding, C. R., Frank, T. D., & Birgenheier, L. P. (2008). The magnitude of Late Paleozoic glacioeustatic fluctuations: a synthesis. *Journal of Sedimentary Research*, 78(8), 500-511.
- Saltzman, M. R. (2003). Late Paleozoic ice age: Oceanic gateway or pCO₂?. *Geology*, 31(2), 151-154.
- Scotese, C. R., Song, H., Mills, B. J., & van der Meer, D. G. (2021). Phanerozoic paleotemperatures: The earth's changing climate during the last 540 million years. *Earth-Science Reviews*, 215, 103503.
- Scher, H. D., & Martin, E. E. (2006). Timing and climatic consequences of the opening of Drake Passage. *Science*, 312(5772), 428-430.
- Socha, B., Carignano, C., Rabassa, J., & Mickelson, D. (2014). Gondwana glacial paleolandscape, diamictite record of Carboniferous valley glaciation, and preglacial remnants of an ancient weathering front in northwestern Argentina. *Gondwana Landscapes in southern South America: Argentina, Uruguay and southern Brazil*, 331-363.
- Stocker, T. F., & Johnsen, S. J. (2003). A minimum thermodynamic model for the bipolar seesaw. *Paleoceanography*, 18(4).
- Straume, E. O., Nummelin, A., Gaina, C., & Nisancioglu, K. H. (2022). Climate transition at the Eocene–Oligocene influenced by bathymetric changes to the Atlantic–Arctic oceanic gateways. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 119(17), e2115346119.
- Tzedakis, P. C., Hodell, D. A., Nehrbass-Ahles, C., Mitsui, T., & Wolff, E. W. (2022). Marine isotope stage 11c: An unusual interglacial. *Quaternary Science Reviews*, 284, 107493.
- Veevers, J. T., & Powell, C. M. (1987). Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica. *Geological Society of America Bulletin*, 98(4), 475-487.
- Wang, Z., Shen, Y., & Pang, Z. (2018). Three main stages in the uplift of the Tibetan Plateau during the Cenozoic period and its possible effects on Asian aridification: A review. *Climate of the Past Discussions*, 1-43.
- Wanless, H.R. & Shepard, F.P. (1936). Sea level and climatic changes related to late Paleozoic cycles. *Geological Society of America Bulletin*, 47, 1177–1206.
- Wanless, H.R. & Weller, J.M. (1932). Correlation and extent of Pennsylvanian cyclothems. *Geological Society of America, Bulletin*, 43, 1003–1016.
- Watanabe, Y., Abe-Ouchi, A., Saito, F., Kino, K., O'ishi, R., Ito, T., Kawamura K. & Chan, W. L. (2023). Astronomical forcing shaped the timing of early Pleistocene glacial cycles. *Communications Earth & Environment*, 4(1), 113.

- Wegener, A. (1915). *The Origin of Continents and Oceans*. New York: Dover Publications.
- Willeit, M., Ganopolski, A., Calov, R., & Brovkin, V. (2019). Mid-Pleistocene transition in glacial cycles explained by declining CO₂ and regolith removal. *Science Advances*, 5. eaav7337.
- Williams, D. F., Peck, J., Karabanov, E. B., Prokopenko, A. A., Kravchinsky, V., King, J., & Kuzmin, M. I. (1997). Lake Baikal record of continental climate response to orbital insolation during the past 5 million years. *Science*, 278(5340), 1114-1117.
- Wu, H., Fang, Q., Wang, X., Hinnov, L. A., Qi, Y., Shen, S. Z. & Zhang, S. (2019). An~ 34 my astronomical time scale for the uppermost Mississippian through Pennsylvanian of the Carboniferous System of the Paleo-Tethyan realm. *Geology*, 47(1), 83-86.
- Wu, H., Fang, Q., Hinnov, L. A., Zhang, S., Yang, T., Shi, M., & Li, H. (2023). Astronomical time scale for the Paleozoic Era. *Earth-Science Reviews*, 104510.
- Yang, J., Cawood, P. A., Du, Y., Condon, D. J., Yan, J., Liu, J., ... & Yuan, D. (2018). Early Wuchiapingian cooling linked to Emeishan basaltic weathering? *Earth and Planetary Science Letters*, 492, 102-111.
- Zachos, J. C., Dickens, G. R., & Zeebe, R. E. (2008). An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *nature*, 451(7176), 279-283.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., & Billups, K. (2001). Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292(5517), 686-693.