

Les climats du Cénozoïque (Ère tertiaire)

Ères	Périodes	Séries	Âges	Climats	Indices		Origines	
Cénozoïque	Quaternaire	Holocène	Actuel (0 ans)	Réchauffement	Réduction surfaces et augmentation altitudes des <u>biomes</u> boréaux de la ceinture montagnarde et subalpine.		Activités anthropiques : combustion des énergies fossiles qui libère du CO <sub>2</sub> augmentant l' <u>effet de serre</u> .	
			-150 ans (RI)					
			-150 ans	Refroidissement	Palynologie (indice local) dans les <u>Vosges</u>  Le $\delta 18\text{O}$ des foraminifères benthiques (indice global)			
			-12 000 ans	Réchauffement Froid				
		Pleistocène	-12 000 ans	Froid	Le <u><math>\delta 18\text{O}</math> des glaces polaires</u> (indice global) témoigne d’une alternance de périodes glaciaires et interglaciaires  Les <u>altérations glaciaires</u> (indice local) datées du Pléistocène témoignent d’épisodes froids dans les Vosges.		La corrélation entre les variations des <u>paramètres orbitaux</u> et les variations climatiques ainsi que la similitude des périodicités plaident en faveur de la <u>théorie astronomique des climats</u> .  Cependant, l’impact sur l’insolation reste très modeste: les variations sont de l’ordre de 0,1% ce qui entraîne une variation de la température moyenne du globe de quelques dixièmes de degrés, or l’amplitude des variations thermiques mesurées entre les périodes glaciaires et interglaciaires est de l’ordre de 5°C à 10°C.  Les variations des paramètres orbitaux agissent comme un mécanisme initiateur des variations climatiques qui sont ensuite <u>amplifiées</u> par la teneur en CO <sub>2</sub> et l' <u>albédo</u> .	
			-2 Ma					
	Néogène	Pliocène	-2 Ma	Froid	<b>Indice stomatique:</b>  A la fin de l’Eocène, puis à l’Oligocène, Miocène, Pliocène, la concentration en CO <sub>2</sub> atmosphérique diminue (jusqu’à 400 ppm).	<b>L’aternance de bancs calcaires et marneux dans les Flysh de Zumaia témoigne des conditions climatiques au Cénozoïque</b>	<b>Le rôle de la tectonique des plaques dans la formation d'un inlandsis en antarctique au début de l’oligocène (après 33 Ma):</b>  Avant 33 Ma (à l’Éocène) le climat était globalement plus chaud. De plus, des eaux chaudes descendent de l’équateur en longeant la côte Est de l’Australie. Ces eaux chaudes baignent alors les côtes antarctiques ce qui réchauffe le continent.  Le refroidissement initié au milieu de l’Eocène et la séparation entre la Tasmanie et l’Antarctique, permettent la circulation d’eaux froides qui peuvent faire le tour de l’Antarctique, ce qui induit le refroidissement du continent et la mise en place d’un inlandsis qui est toujours en place depuis.	
			-5 Ma					
		Miocène	-5 Ma	Froid				
			-23 Ma					
	Paléogène	Oligocène	-23 Ma	Froid	Cette baisse de la concentration en CO <sub>2</sub> atmosphérique est corrélée à une température d’équilibre (19°C) plus faible avec présence d’une calotte polaire aux deux pôles.		<b>Le rôle de la tectonique des plaques et de l’altération des roches lors du refroidissement climatique du Cénozoïque:</b>  Au Cénozoïque, la convergence entre la plaque Africaine et la plaque Eurasienne induit une collision à l’origine l’orogénèse alpine et de la fermeture de la Téthys (ancien océan situé entre les 2 plaques). L’altération de la chaîne alpine a eu des conséquences sur le climat du Cénozoïque.  L’altération des silicates des roches magmatiques ou métamorphiques constitutives des chaînes de montagne, consomme du CO <sub>2</sub> lors du démantèlement des reliefs par érosion. Il y a transfert de CO <sub>2</sub> atmosphérique vers l’hydrosphère :  $\text{CaSiO}_3 + \text{H}_2\text{O} + 2 \text{CO}_2 \rightarrow \text{SiO}_2 + \text{Ca}^{2+} + 2 \text{HCO}_3^-$  L’apport en Ca <sup>2+</sup> et HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> dans les océans provoque alors un décalage de l’équilibre océanique entre la précipitation et la dissolution des carbonates dans le sens de la précipitation:  $2 \text{HCO}_3^- + \text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$  Ainsi pour 2 CO <sub>2</sub> prélevés dans l’atmosphère lors de l’altération d’un silicate (CaSiO <sub>3</sub> ), l’un se retrouve piégé dans un carbonate (CaCO <sub>3</sub> ) tandis que l’autre se retrouve solubilisé dans l’hydrosphère. Ce mécanisme a contribué à la diminution de la concentration en CO <sub>2</sub> atmosphérique et donc au refroidissement lors du Cénozoïque.  <b>L’orogénèse alpine et son altération ainsi que les modifications de la circulation océanique ont ainsi contribué au refroidissement du climat au Cénozoïque.</b>	
			-34 Ma					
			Éocène	-34 Ma				Froid
				-56 Ma				Chaud
		Paléocène		-56 Ma	Chaud	<b>Indice stomatique:</b>  Au Paléocène et au début de l’Eocène, la concentration en CO <sub>2</sub> atmosphérique augmente (jusqu’à plus de 1000 ppm).  Cette augmentation de la concentration en CO <sub>2</sub> atmosphérique est corrélée à une augmentation de la température d’équilibre (27°C) avec présence d’une calotte polaire seulement au pôle Nord.	Un banc marneux, riche en argile est produit lors de périodes climatiques plus humides marquées par une altération intense.  Un couple banc marneux/ banc calcaire correspond à un cycle de précession qui dure 20 000 ans.	
-66 Ma								

Les climats du Mésozoïque (Ère secondaire) et du Paléozoïque (Ère primaire)

Ères	Périodes	Âges	Climats	Indices	Origines
Mésozoïque	Crétacé	-66 Ma		La palynologie met en évidence un climat chaud au pôle Sud. (Pollens d'angiospermes datés du Crétacé supérieur au pôle Sud)  La reconstitution des paléoenvironnements Libanais met en évidence un climat chaud et humide avec présence de milieux marécageux.  De nombreux gisements d'hydrocarbures ont été mis en place au Crétacé moyen et supérieur. Ils traduisent une forte productivité primaire liée à un climat chaud et humide de type intertropical - équatorial et à des conditions d'anoxie.  Le $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates des tests des foraminifères benthiques met en évidence un climat global chaud.  L'abondance de gisements de craie formés au crétacé en Normandie témoigne d'une transgression marine.	Les marécages et les phytophages produisaient beaucoup de méthane qui, comme la vapeur d'eau, est un très puissant gaz à effet de serre pouvant induire un fort réchauffement climatique.  La forte activité magmatique (dorsales et LIP) produit du $\text{CO}_2$ ce qui accentue l'effet de serre et donc le réchauffement climatique.  Les dorsales rapides ont une topographie qui réduit l'espace d'accommodation ce qui contribue à la transgression marine.  La dilatation thermique de l'eau des océans sous l'effet du réchauffement climatique contribue à la transgression marine.  La forte altération continentale consomme cependant du $\text{CO}_2$ (altération des silicates / précipitation des carbonates) ce qui limite l'accentuation de l'effet de serre et limite donc aussi le réchauffement climatique.
		-145 Ma			
	Jurassique	-145 Ma -200 Ma			
	Trias	-200 Ma -251 Ma			
Paléozoïque	Permien	-251 Ma	Développement d'une calotte glaciaire dans l'hémisphère Sud.	Les tillites du carbonifère observées en Amérique du Sud, en Afrique du Sud, en Australie et en Inde témoignent de la présence d'une calotte glaciaires.  Les formations rubéfiées du Permien dans les Vosges témoignent d'un climat plus aride au Permien.	Au Permo-Carbonifère, les continents étaient réunis au sein de la Pangée (principalement située entre l'équateur et le pôle Sud).  Le climat tropical qui régnait en Europe au carbonifère s'explique par la position équatoriale de l'Europe
		-298 Ma	Refroidissement		
	Carbonifère	-298 Ma	Chaud en Europe	Les bauxites, les latérites et le <u>charbon</u> retrouvés en Europe et datés du carbonifère témoignent d'un climat tropical / équatorial en Europe au Carbonifère	La présence d'une calotte polaire recouvrant l'Amérique du Sud, en Afrique du Sud, en Australie et l'Inde alors situés au delà de parallèle 60° Sud s'explique par cette latitude élevée.  A partir du milieu du Carbonifère, la formation du <u>charbon</u> et l' <u>altération de la chaîne Hercynienne</u> piègent du $\text{CO}_2$ ce qui réduit l'effet de serre et induit un refroidissement climatique.
		-358 Ma	Calotte glaciaire au pôle Sud		
	Dévonien	-358 Ma -419 Ma			
	Silurien	-419 Ma -443 Ma			
	Ordovicien	-443 Ma -485 Ma			
	Cambrien	-485 Ma -540 Ma			