

5.3 Épreuve de travaux pratiques de spécialité du secteur C : Sujet et commentaires

5.3.1 Présentation de l'épreuve

Le TP d'option C avait pour thème la géologie et la géodynamique des plaques Pacifique et Amérique du Nord. L'épreuve était constituée de 4 exercices indépendants construits à partir de documents et données diverses (images de terrain, catalogue sismique, données minéralogiques, tomographie sismique, courbe de subsidence, données isotopiques). Cette épreuve n'a pas pour seul objectif un contrôle des connaissances des candidats en sciences de la Terre, elle permet également d'évaluer leur capacité d'analyse et de raisonnement scientifique. En effet, certains candidats font uniquement appel à leurs connaissances et négligent les documents fournis. Le jury rappelle que tous les documents proposés dans le sujet apportent des informations utiles et nécessaires à la résolution des questions. Les agrégatifs doivent être capables d'extraire les informations d'un document, d'une base de données ou d'une image de terrain. Le jury en a tenu compte dans sa notation.

L'épreuve de cette année était davantage quantitative ce qui a pu dérouter certains candidats. Elle nécessitait la manipulation d'équations, le calcul de coefficients directeurs d'une droite et de nombreuses applications numériques. Les compétences en mathématique étaient du niveau baccalauréat/Licence 1ère année mais cela semble avoir posé des difficultés à certains candidats. Le jury encourage vivement les agrégatifs à consolider leurs compétences en mathématiques.

L'épreuve était conçue pour être réalisable dans le temps imparti (6 heures).

Quelques commentaires sur les exercices

Le premier exercice consistait à analyser des images de structures géologiques relativement classiques. Ces images étaient en lien avec la zone géographique de cette épreuve (ce qui semble avoir échappé à certains agrégatifs). L'exercice a été assez bien maîtrisé dans l'ensemble à l'exception de deux figures. La figure 0-3 représentait un travertin, conséquence de l'activité hydrothermale associée au point chaud de Yellowstone. Si certains candidats ont bien reconnu la source hydrothermale et parfois noté la présence de dépôts carbonatés, le terme "travertin" a très rarement été employé. La figure 0-4 a donné lieu à très peu de bonnes réponses. En effet, la faille normale identifiable par la présence de facettes triangulaires caractéristiques n'a été trouvée que par quelques candidats.

Le second exercice avait pour thème la sismicité de la Californie. Il ne faisait appel à aucun concept difficile mais il a été particulièrement discriminant. En effet, une partie de l'exercice nécessitait la manipulation à l'aide d'un tableur d'un catalogue de plusieurs dizaines de milliers de séismes. Il s'avère que plus de la moitié des candidats ne savent pas utiliser un tableur. Pour répondre aux questions, nul besoin de connaître toutes les fonctionnalités du logiciel, la fonction "tri" permettait d'extraire les données nécessaires à la résolution de l'exercice, fonction accessible de la même façon quel que soit le tableur. De ce fait, très peu de candidats ont tracé la loi de Gutenberg-Richter et calculé la pente de la droite et aucun candidat n'a donné la signification de la pente de la droite de la loi de Gutenberg-Richter. La localisation des séismes nécessitait l'utilisation de la même fonction "tri" pour isoler les 15 événements de magnitude supérieure à 6,5. Les candidats ayant réussi à isoler ces séismes ont généralement localisé les épicentres des séismes sans grande difficulté. La question suivante nécessitait de calculer le moment sismique pour pouvoir en déduire la longueur de faille ayant rompu. Des candidats ont malheureusement confondu la fonction \log_{10} et la fonction \ln .

La fin de l'exercice reposait sur l'analyse de documents. L'analyse de la répartition des séismes en Californie (fournie par gamme de magnitude pour une meilleure lisibilité) est restée malheureusement très superficielle. Aucun candidat n'a employé les termes de "lacune sismique" et de "glissement asismique" pour expliquer l'absence de séismes sur certains segments de la faille de San Andreas, notamment au nord-est de la ville de Los Angeles ou utilisé le calcul des temps de récurrence des séismes demandé dans une précédente question pour étayer l'analyse. La question suivante portait sur l'erreur de localisation en profondeur des hypocentres sous la ville de Los Angeles lorsque l'on utilise un modèle de vitesse appliqué aux séismes de Californie. Des séismes anormalement profonds indiquaient simplement que les vitesses du modèle de vitesses étaient trop élevées. Quelques candidats ont remarqué que la vitesse de la première unité (de la surface à 5,5 km de profondeur) était typique de la croûte

continentale supérieure (de Californie) et ne tenait donc pas compte de la couverture sédimentaire du bassin de Los Angeles (jusqu'à 10 km d'épaisseur). La fin de l'exercice concernait la distribution du risque sismique en Californie. La plupart des candidats ont su définir le risque sismique mais l'analyse des documents est restée dans l'ensemble beaucoup trop superficielle. Les candidats n'ont fourni que peu d'éléments susceptibles d'expliquer les zones à fort risque sismique alors que les réponses aux questions précédentes fournissaient des éléments de réponse sur l'aléa (temps de récurrence des séismes, présence de lacune sismique, effet de site lié à la présence d'un bassin sédimentaire).

Dans le troisième exercice, la plupart des candidats ont su expliquer la norme ICPW. La question suivante portait sur l'évolution du magmatisme sur l'île de Maui. Les candidats ont généralement négligé le contexte volcanique de type point chaud. La plupart des candidats se sont limités à décrire les trois phases volcaniques sans les replacer dans le contexte plus général du fonctionnement du point chaud de Hawaï. La partie suivante de l'exercice nécessitait quelques calculs, certes un peu fastidieux mais sans grande difficulté, réussis par environ la moitié des candidats. Les points reportés sur un graphe devaient permettre d'isoler deux segments de droite, synonyme d'un hypothétique changement de vitesse de la plaque Pacifique au cours du Miocène. Le jury se désole de voir que quelques agrégatifs ne savent toujours pas calculer le coefficient directeur d'une droite. La rupture de pente a été identifiée par quelques candidats seulement. La vitesse relative et la direction du mouvement de la plaque Juan de Fuca par rapport à la plaque Nord-Américaine à l'aide du triangle des vitesses ont été trouvés par un peu moins de la moitié des candidats. La coupe tomographique a posé quelques difficultés aux candidats. Une majorité de candidats a correctement décrit la subduction de la plaque Juan de Fuca mais l'anomalie de vitesse F1 et F2 située plus à l'est a été très souvent oubliée. Quelques rares candidats ont tout de même réussi à caler en âge ces événements. La nature du bassin et l'épaisseur élastique équivalente ont été trouvés par la majorité des candidats. La question suivante portait sur l'évolution du bassin. La majorité des candidats a décrit correctement l'évolution du bassin mais peu d'entre eux ont relié l'évolution du bassin avec le contexte géodynamique à plus grande échelle (dislocation de la Pangée et ouverture de l'océan Atlantique par exemple). La question suivante a été généralement mal traitée. La courbe eustatique et la carte de l'ennoïement du continent nord-américain ont trop rarement été utilisées alors qu'elles permettaient de dissocier cette subsidence d'une simple flexure de la plaque lithosphérique. Le processus de topographie dynamique à l'origine de cette subsidence a été trouvée par un seul candidat. Le concept de topographie dynamique n'est peut être pas connu de tous les candidats mais les documents fournis devaient au moins permettre de mettre en évidence un autre processus qu'une simple subsidence liée à la flexure de la plaque lithosphérique.

La dernière partie de l'épreuve avait pour thème l'utilisation des isotopes de l'oxygène en paléoaltimétrie. La première partie de l'exercice a été généralement réussie même si quelques candidats ne savent pas calculer la pente d'une droite. La question suivante réclamait de calculer l'altitude de la ville de Flagstaff (Arizona, Etats-Unis) à partir de la moyenne annuelle du $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations. Pour cela, il était nécessaire de pondérer les données de $\delta^{18}\text{O}$ par la quantité de précipitations mensuelles ce que presque aucun candidat n'a malheureusement pensé à faire. Le calcul de la moyenne du $\delta^{18}\text{O}$ non pondéré donnait une valeur assez proche de la moyenne pondérée ce qui permettait de poursuivre l'exercice. Cela a permis à une majorité de candidats d'expliquer correctement l'origine de la différence entre l'altitude vraie et l'altitude "isotopique". La dernière partie de l'exercice reposait sur des mesures de $\delta^{18}\text{O}$ obtenues sur des carbonates pédogéniques d'âge Eocène sur le plateau du Colorado (Arizona, Etats-Unis) et en Basse-Californie (Mexique). Un certain nombre de candidats ne savent pas ce qu'est un carbonate pédogénique. La détermination de la paléoaltitude du plateau du Colorado nécessitait la manipulation de trois équations (qui étaient fournies) pour calculer le coefficient de fractionnement $\alpha_{\text{carbonate-eau}}$ et effectuer le changement de standard (PDB vers SMOW). Peu de candidats ont essayé de répondre à la question (faute de temps ou par peur des équations ?) et seuls deux candidats ont réussi.

5.3.2 Sujet commenté

Les informations qui suivent constituent des indications mais en aucun cas un corrigé complet.

**AGRÉGATION DE SCIENCES DE LA VIE -
SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS**

CONCOURS EXTERNE – ÉPREUVES D'ADMISSION – session 2019

TRAVAUX PRATIQUES DE SPÉCIALITÉ DU SECTEUR C

Durée totale : 6 heures

**De Hawaii aux grandes plaines du continent nord-
américain**

Les 4 parties sont indépendantes. Une partie nécessite un travail sur ordinateur, prévoyez donc votre organisation en conséquence

Partie 0 : Analyse de paysages page 3

Durée conseillée : 0h15 – barème : 12/144

Partie I : Activité sismique en Californie page 6

Durée conseillée : 2h00 – barème : 40/144

Partie II : De la plaque Pacifique à la plaque Amérique du Nord page 15

Durée conseillée : 2h30 – barème : 60/144

Partie III : Paléoaltimétrie du plateau du Colorado page 31

Durée conseillée : 1h15 – barème : 32/144

Les réponses aux questions figureront dans les cadres réservés à cet effet.

**AVANT DE REMETTRE VOTRE DOSSIER, VÉRIFIEZ QUE VOUS AVEZ BIEN INDIQUÉ
VOS NOM, PRÉNOM ET NUMÉRO DE SALLE EN TÊTE DE TOUS LES DOCUMENTS.**

Vous devez rendre la totalité des feuilles du dossier

Partie 0 : Analyses de paysages

Ces différents paysages sont situés dans la zone sur laquelle porte l'épreuve.
Schématisez, légendez et nommez les paysages représentés en figures 0-1 à 0-6 dans les cadres adjoints.

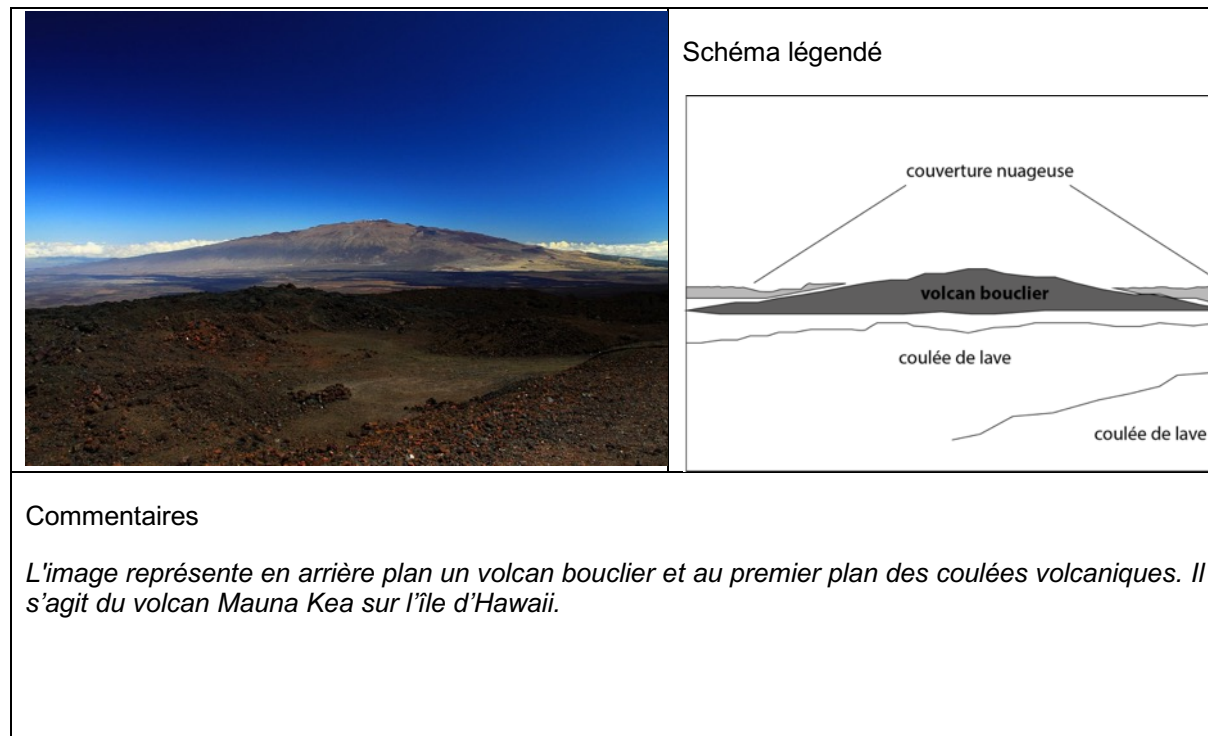


Figure 0-1

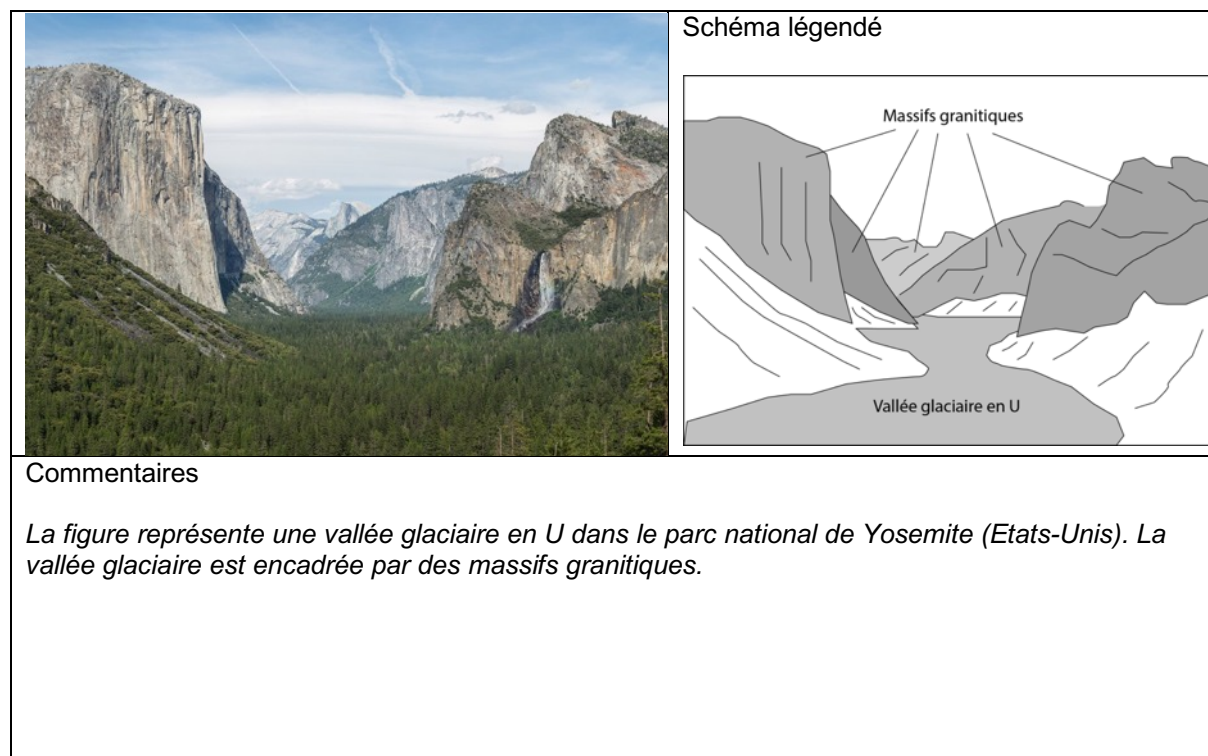


Figure 0-2

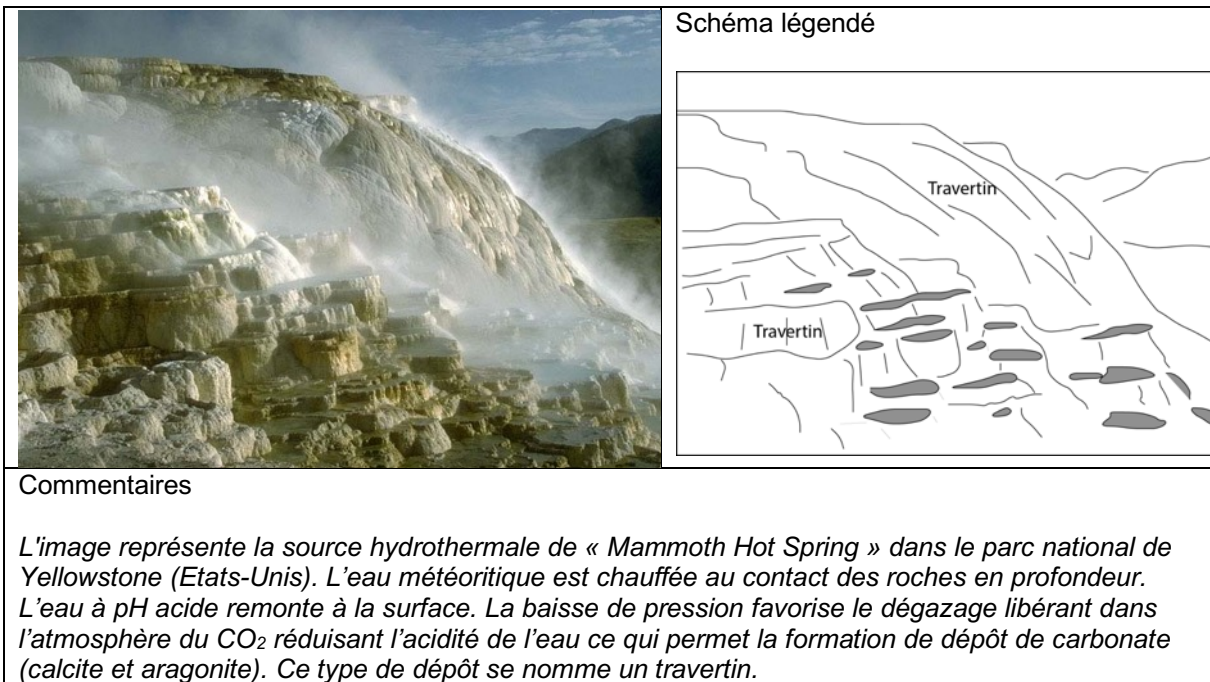


Figure 0-3

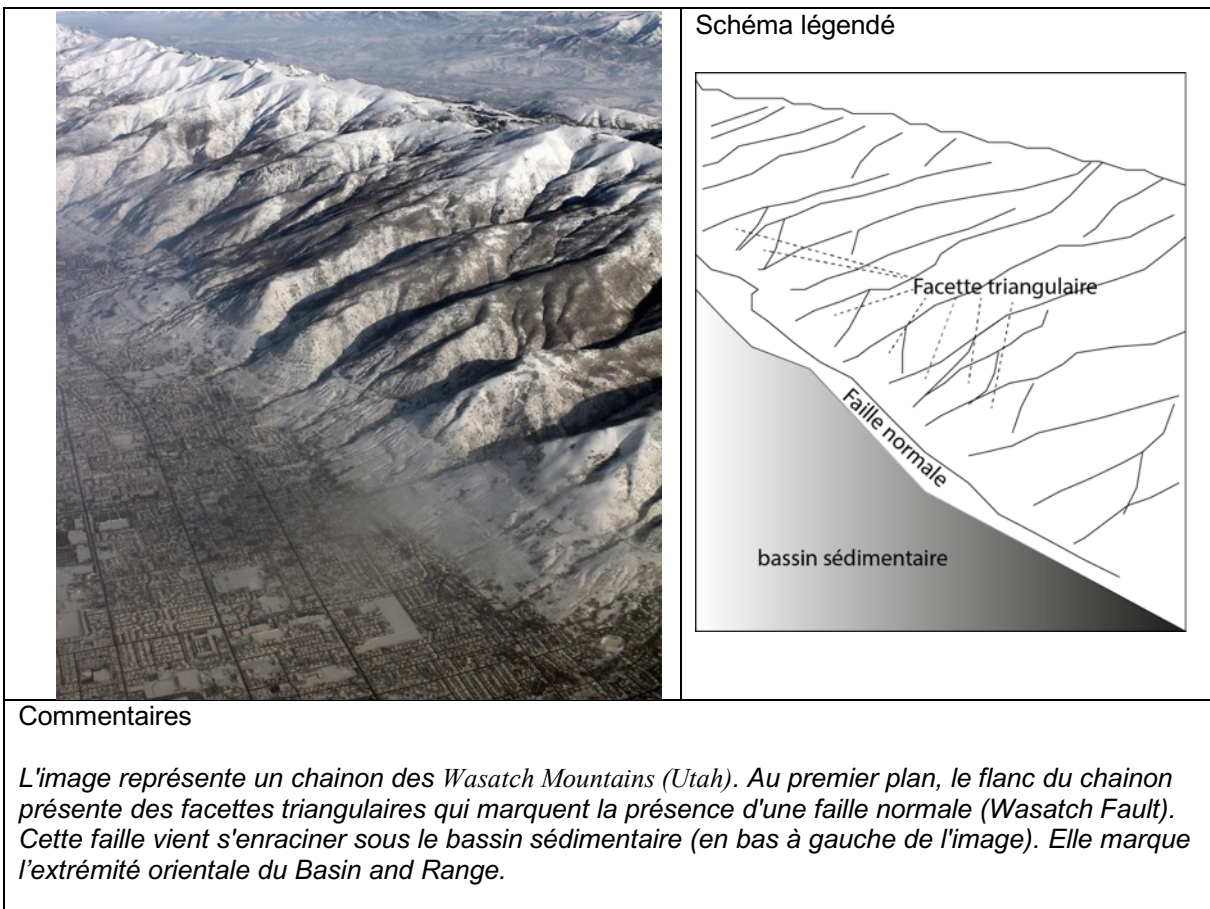


Figure 0-4

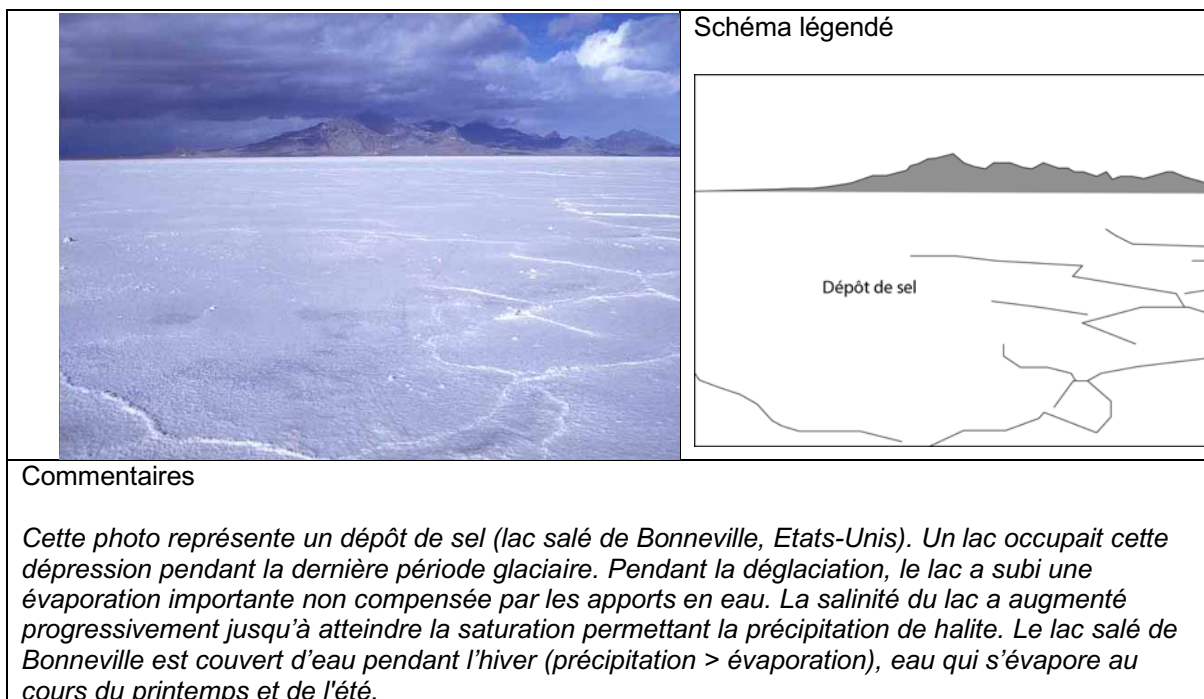


Figure 0-5

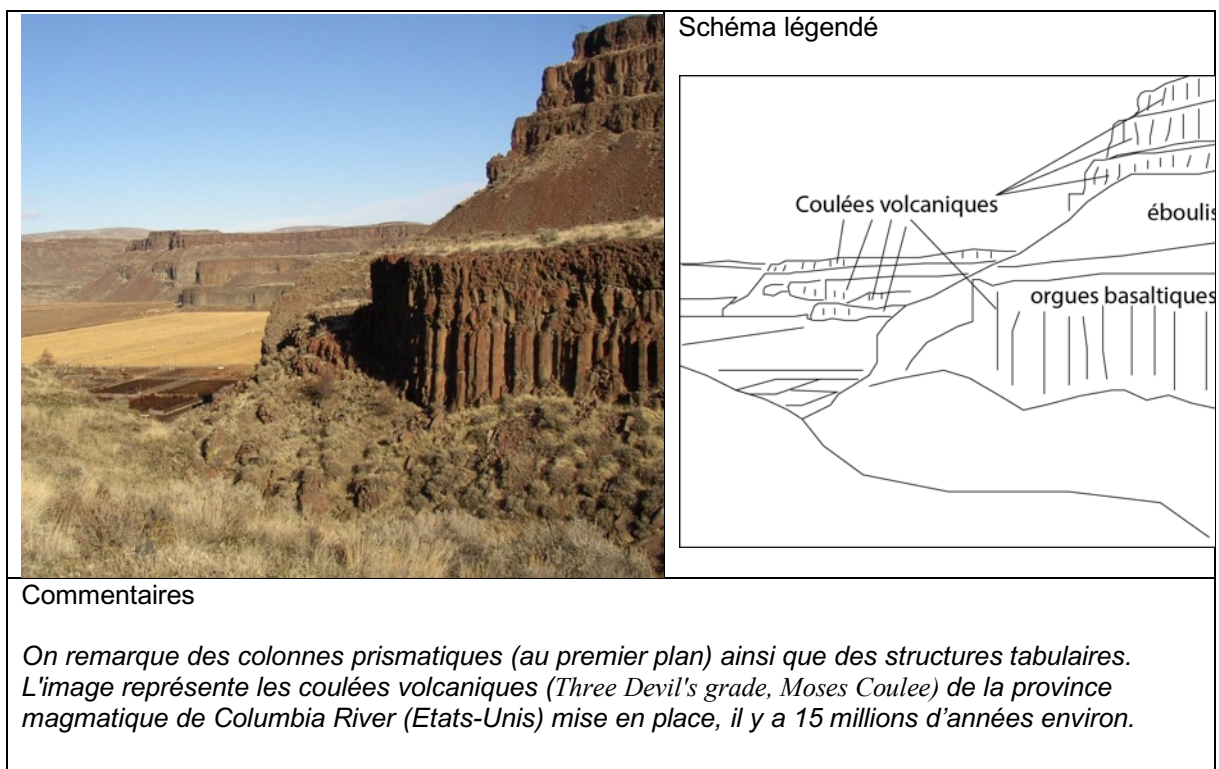


Figure 0-6

Partie I : Activité sismique en Californie

Certaines questions de la partie I impliquent un travail sur ordinateur pour acquérir les données. Vous disposez de 30 mn dans la salle des ordinateurs.

I.A- Etude d'un catalogue de séisme:

Le catalogue des séismes Uniform California Earthquake Rupture Forecast, version 3 (UCERF3) (Felzer, 2013) documente l'activité sismique depuis 1750 en Californie. Pour cet exercice, vous disposez d'une version réduite aux années 1932 à 2011. Le fichier « ofr2013-1165_EarthquakeCat » disponible au format Excel et au format Open Office contient 60216 séismes de magnitude supérieure ou égale à 2,5 pour la période 1984-2011 lorsque le réseau de stations sismiques a été amélioré et uniquement les séismes de magnitude supérieure ou égale à 4 avant 1984. La magnitude M_w est utilisée dans la plupart des cas.

Colonne A à F : date de l'événement

A	B	C	D	E	F
année	Mois	jour	Heure	minute	seconde

Colonne G à I : coordonnées spatiales de l'hypocentre

G	H	I
longitude	latitude	profondeur

Colonne J : magnitude du séisme

J
magnitude

I-A-1- Loi de Gutenberg-Richter

La loi de Gutenberg-Richter relie le nombre de séisme de magnitude supérieur à la valeur M à la magnitude M . Cette loi s'écrit :

$$\text{Log}_{10} [N(m \geq M)] = b - a \times M$$

avec a et b , deux constantes.

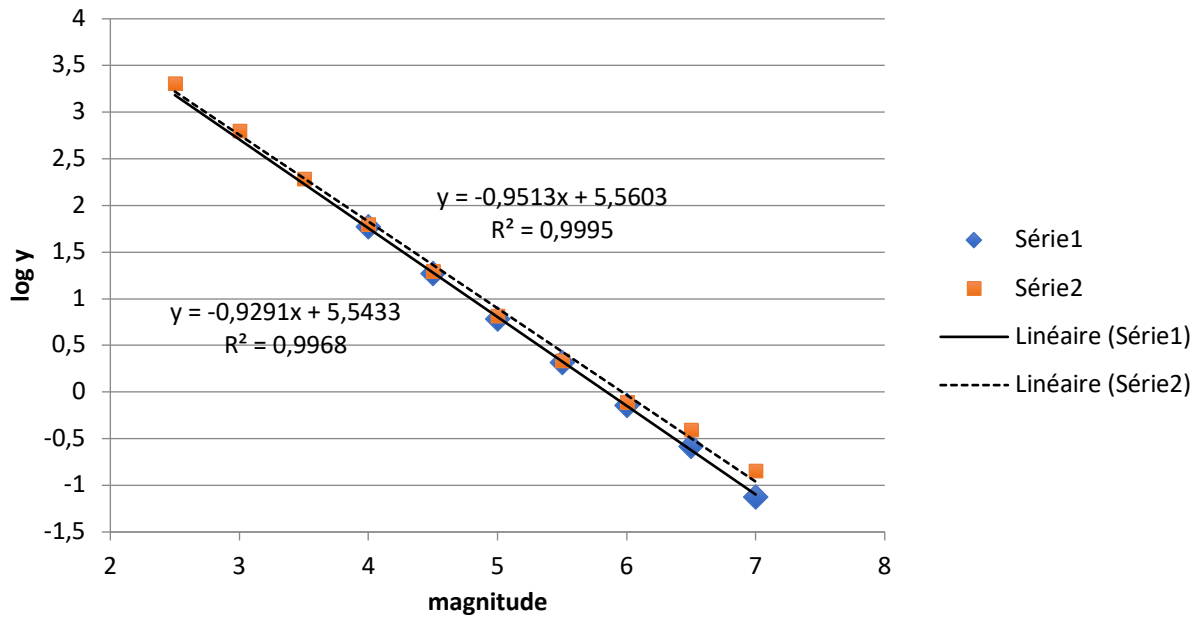
I-A-1-a Tracez la loi de Gutenberg-Richter pour ce catalogue de séisme pour les séismes de magnitude supérieure ou égale à 4 pour la période 1932-2011 et de magnitude supérieure ou égale à 2,5 pour la période 1984-2011. Vous indiquerez dans un tableau, les données utilisées pour le tracé de ces deux courbes.

Réponse à la question I-A-1-a

La fonction "tri par ordre décroissant" du tableur permettait d'obtenir les données nécessaires à la résolution de la question. Deux solutions s'offraient aux candidats : tracer la loi de Gutenberg-Richter en prenant le logarithme (Log_{10}) du nombre de séisme supérieur à M ou tracer la loi de Gutenberg-Richter en prenant le logarithme (Log_{10}) du nombre de séisme par an supérieur à M . La seconde méthode permettait de résoudre facilement la question suivante sur le temps de récurrence.

N.B: la loi de Gutenberg-Richter a été tracée et la pente calculée à l'aide d'un tableur pour la correction

	1932-2011 (série 1)		
<i>magnitude</i>	<i>N séisme</i>	<i>N_{séisme}/an</i>	<i>Log (N_{séisme}/an)</i>
7	6	0,075	-1,12
6,5	21	0,262	-0,58
6	58	0,725	-0,14
5,5	166	2,075	0,32
5	485	6,062	0,78
4,5	1506	18,82	1,27
4	4708	58,85	1,77
	1984-2011 (série 2)		
<i>magnitude</i>	<i>N séisme</i>	<i>N_{séisme}/an</i>	<i>Log (N_{séisme}/an)</i>
7	4	0,142	-0,84
6,5	11	0,392	-0,41
6	22	0,786	-0,10
5,5	61	2,178	0,34
5	185	6,607	0,82
4,5	560	20	1,30
4	1761	62,892	1,80
3,5	5411	193,25	2,29
3	17658	630,64	2,80
2,5	57220	2043,57	3,31



I-A-1-b Déterminez les coefficients a et b. Comment interprétez-vous les valeurs du coefficient a de la loi de Gutenberg-Richter pour ce catalogue de séisme ?

Réponse à la question I-A-1-b

Pour la période 1932-2011

$a=0,95$ et $b=5,56$

Pour la série 1984-2011

$a=0,93$ et $b=5,54$

Le coefficient « a » est proche de 1, cela confirme qu'il s'agit bien de séismes d'origine tectonique.

I-A-1-c Déterminez le temps de récurrence d'un séisme de magnitude 6 et d'un séisme de magnitude 8 ?

Réponse à la question I-A-1-c

Le temps de récurrence τ est égale à $1/(N_{\text{séismes}}/\text{an})$.

Pour un séisme de magnitude 6, en utilisant les données, on obtenait :

$\tau=1,3$ an avec la série 1984-2011 et $\tau=1,4$ an avec la série 1932-2011

A l'aide de l'équation de la droite interpolée :

$\tau=1$ ans avec la série 1984-2011 et $\tau=1,4$ ans avec la série 1932-2011

Pour la magnitude 8, le temps de récurrence τ pouvait être estimé en prolongeant la droite, on obtenait :

$\tau \sim 75$ ans avec la série 1984-2011 et $\tau \sim 112$ ans avec la série 1932-2011.

Deux séismes de magnitude 8 (environ) ont été enregistrés en Californie, Fort Tejon (1857) sur le segment sud de la faille de San Andreas et San Francisco (1906) sur le segment nord. Il n'y a pas eu de séisme de magnitude 8 depuis plus d'un siècle d'où la crainte du "Big One".

I-A-2 Localisation de l'épicentre de séisme

I-A-2-a Extraire du *catalogue des séismes pour la période 1932-2011*, les séismes de magnitude supérieure ou égale à 6,5 dans le sud de Californie. On se limite aux séismes situés entre les latitudes 31°N et 38°N et les longitudes 114°W et 122°W. Indiquez dans un tableau pour chaque séisme répondant aux critères de magnitude et de localisation, la date (jour, mois, année), la localisation (longitude, latitude, profondeur) et la magnitude.

Réponse à la question I-A-2-a

La fonction "tri" du tableur permettait d'extraire les données nécessaires.

year	month	day	longitude	latitude	depth	magnitude
1952	7	21	-119,00	34,96	6	7,5
1992	6	28	-116,44	34,20	0,97	7,28
2010	4	4	-115,30	32,22	10	7,19
1999	10	16	-116,27	34,59	0,02	7,12
1940	5	19	-115,38	32,84	6	6,9
1989	10	18	-121,88	37,04	17,43	6,89
1956	2	9	-116,23	31,83	6	6,8
1994	1	17	-118,54	34,21	18,4	6,65
1971	2	9	-118,37	34,42	8,95	6,6
1968	4	9	-116,10	33,18	10	6,6
1942	10	21	-115,79	32,98	6	6,6
2003	12	22	-121,10	35,70	8,7	6,55
1979	10	15	-115,36	32,67	15	6,51
1987	11	24	-115,85	33,02	11,18	6,5
1947	4	10	-116,53	34,98	6	6,5

I-A-2-b Localisez ces séismes sur le document I-A-2-b en précisant l'année pour chaque événement.

Les séismes (épicentres) = points noirs

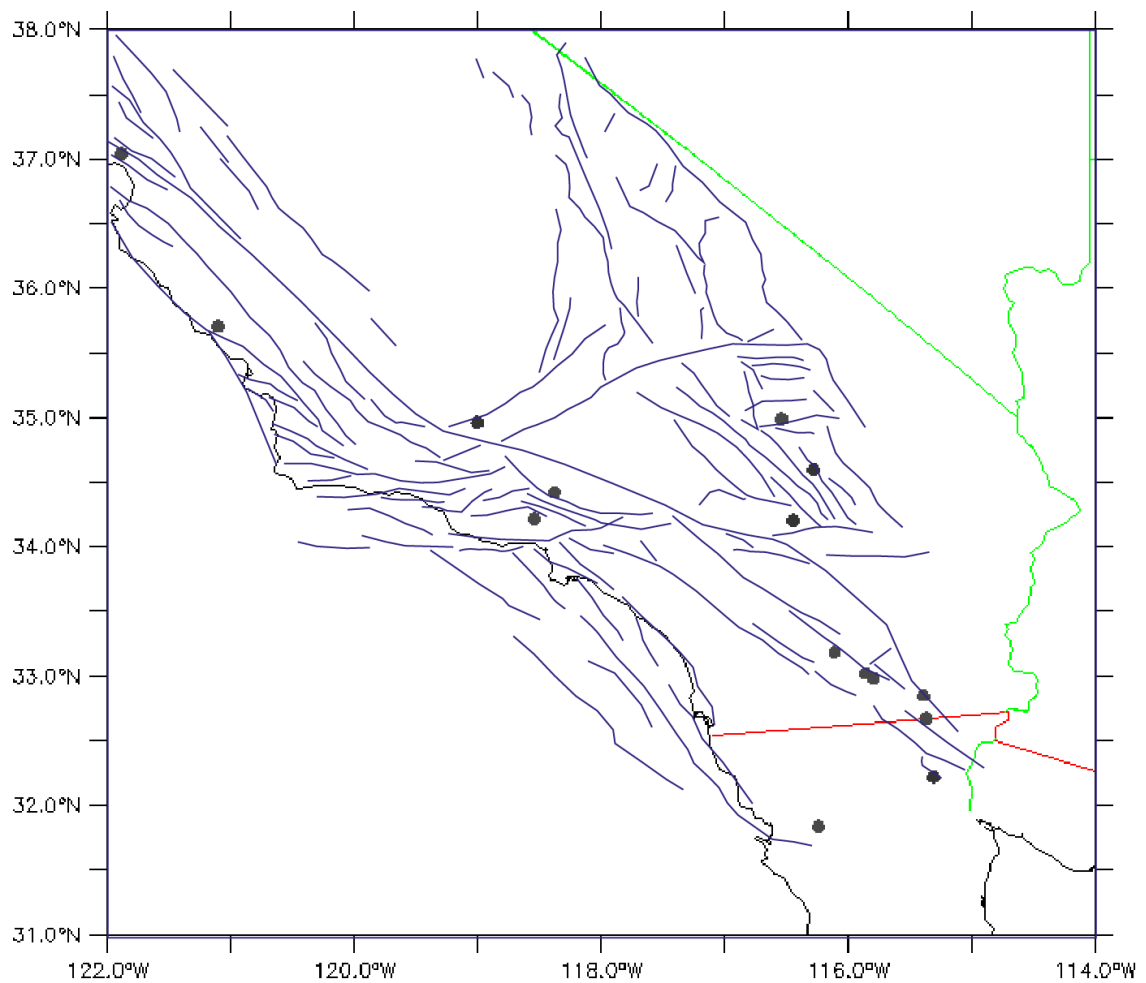


Figure I-A-2-b : les failles sont tracées en bleu, le trait de côte en noir, les limites politiques nationales en vert et internationales en rouge

I-A-2-c Il a été mis en évidence une relation entre la longueur du segment rompu lors d'un séisme et le moment sismique. L'équation suivante est extraite de l'étude de Leonard (2010) :

$$\text{Log}_{10}(M_0) = a \times \text{Log}_{10}(L) + b$$

avec $a=1,5$ et $b=12,5$

L'équation suivante relie le moment sismique M_0 et la magnitude M_w :

$$M_w = \frac{2}{3} \text{Log}_{10}(M_0) - 6$$

Calculez pour chaque événement de la question I-A-2-b, la longueur de faille ayant rompu.

Réponse à la question I-A-2-c

<i>Année</i>	<i>longitude</i>	<i>latitude</i>	<i>magnitude</i>	<i>Mo</i>	<i>L (km)</i>
1940	-115,381	32,8442	6,9	2,238E+19	93
1942	-115,785	32,9753	6,6	7,943E+18	60
1947	-116,531	34,9828	6,5	5,623E+18	52
1952	-118,998	34,9582	7,5	1,778E+20	193
1956	-116,231	31,832	6,8	1,584E+19	84
1968	-116,103	33,1798	6,6	7,943E+18	60
1971	-118,37	34,416	6,6	7,943E+18	63
1979	-115,359	32,6673	6,51	5,821E+18	55
1987	-115,852	33,015	6,5	5,623E+18	53
1992	-116,437	34,2	7,28	8,317E+19	134
1994	-118,537	34,213	6,65	9,440E+18	66
1999	-116,271	34,594	7,12	4,786E+19	104
2003	-121,1	35,7005	6,55	6,683E+18	58
2010	-115,3	32,2163	7,19	6,095E+19	131

I-A-2-d La figure I-A-2-d montre la localisation des séismes pour la période 1932-2011 pour différentes gammes de magnitude, à l'exception des séismes à localiser I-A-2-b. Commentez la distribution des épencentres des séismes à partir de la figure I-A-2-d et de votre réponse à la question I-A-2-b.

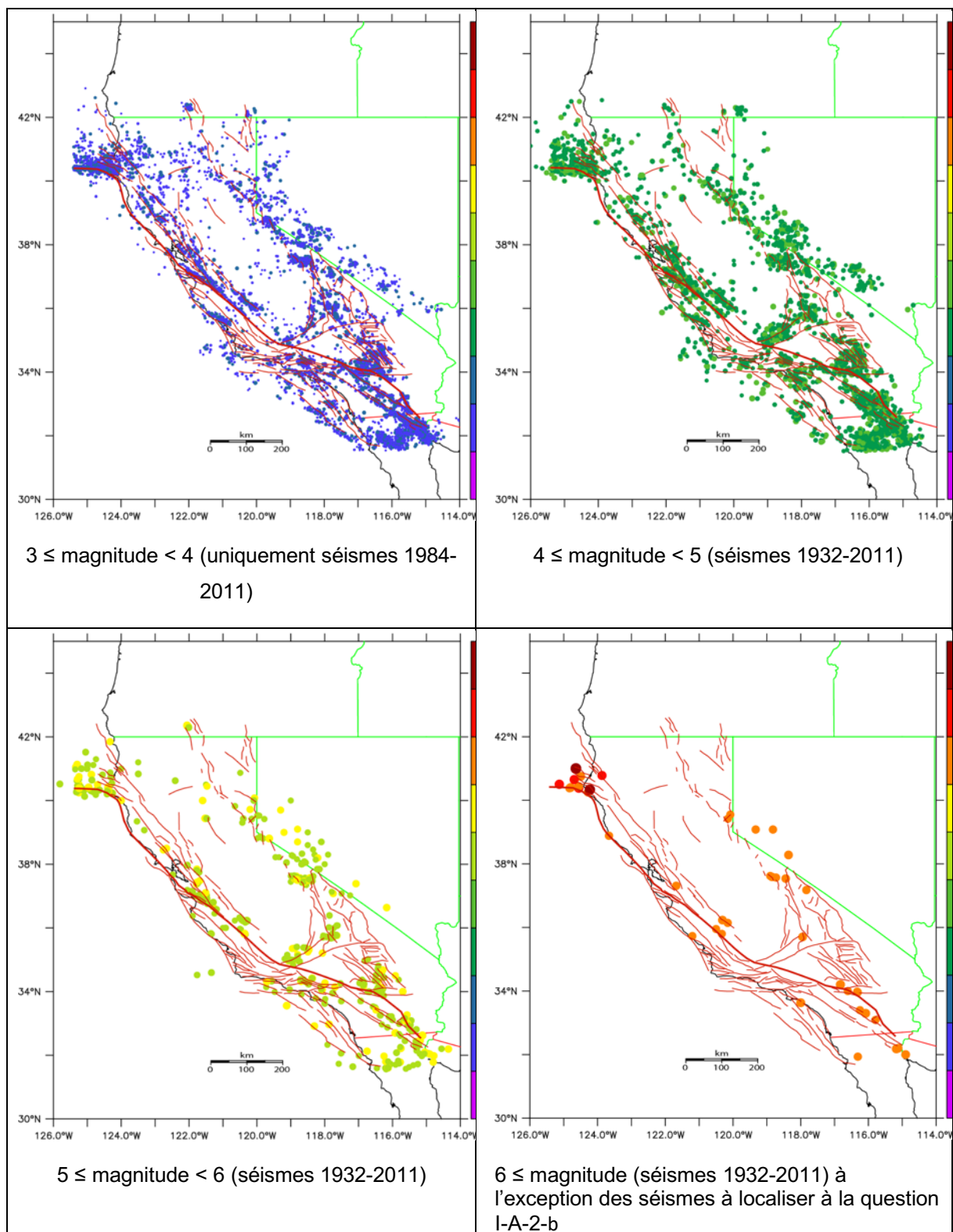


Figure I-A-2-d : localisation de l'épicentre des séismes par gamme de magnitude

Réponse à la question I-A-2-d

On remarque que les épencentres des séismes sont distribués sur un vaste réseau de failles sur l'ensemble de la Californie. Si quelques séismes de forte magnitude (>6) se sont produits sur la faille de San Andreas, on note également des séismes de magnitude élevée (>5) sur d'autres failles. On peut également observer que dans le nord de la Californie, l'activité sismique se concentre sur des failles parallèles à la faille de San Andreas. On peut donc en déduire que ces failles accommodent le mouvement entre Amérique du Nord et plaque Pacifique.

Dans le sud de la Californie, des segments de la faille de San Andreas n'ont pas connu de séismes de magnitude >7 depuis les années 30. C'est notamment le cas pour un segment situé au nord-est de Los Angeles qui a connu un séisme de magnitude 8 en 1857 (Fort Tejon). On peut en déduire :

- 1) que la probabilité d'avoir un séisme de magnitude ~8 dans cette zone est élevée puisque le temps de récurrence des séismes de magnitude 8 est estimé à une centaine d'années (en réalité le dernier séisme de magnitude 8 dans la partie sud de la Californie a eu lieu en 1857 (Fort Tejon), il y a 162 ans).*
- 2) que la déformation pourrait s'accompagner d'un mouvement asismique par glissement lent ce qui pourrait retarder le prochain gros séisme.*

I-A-2-e La profondeur de l'hypocentre est calculée en utilisant le modèle de vitesse sismique 1D de Hadley et Kanamori (1977) qui est reproduit dans le tableau I-A-2-e. Le rapport V_p/V_s est fixé à 1,73

Profondeur de l'unité (km)		Vitesses des ondes P (km/s)
Sommet	base	
0	5,5	5,5
5,5	16	6,3
16	32	6,7
>32		7,8

Tableau I-A-2-e : modèle de vitesse sismique 1D utilisé pour localiser l'hypocentre des séismes en Californie
(Hadley et Kanamori, 1977)

Sous la ville de Los Angeles (localisée sur le document I-A-2-f), la profondeur des hypocentres est surestimée. Pour quelle raison ? Proposer une correction à ce modèle pour obtenir une profondeur vraie de l'hypocentre.

Réponse à la question I-A-2-e

Le modèle de Hadley et Kanamori est adapté à une croûte continentale « classique » mais inadapté sous la ville de Los Angeles car la ville est construite sur un épais bassin sédimentaire. La vitesse des ondes sismiques est plus lente dans ses sédiments induisant des temps d'arrivée plus grands. Sans une correction du modèle de vitesse, les séismes sont anormalement profonds. Or on sait que la profondeur des séismes est généralement inférieure à 15 km (croûte continentale supérieure), c'est-à-dire dans la partie cassante de la croûte continentale (loi de Byerlee).

I-A-3 La figure I-A-3 représente la densité de population en 2010 en Californie (par miles carré soit environ 2,5 km²). Expliquez pourquoi certaines zones présentent un risque plus important que d'autres en argumentant votre réponse.

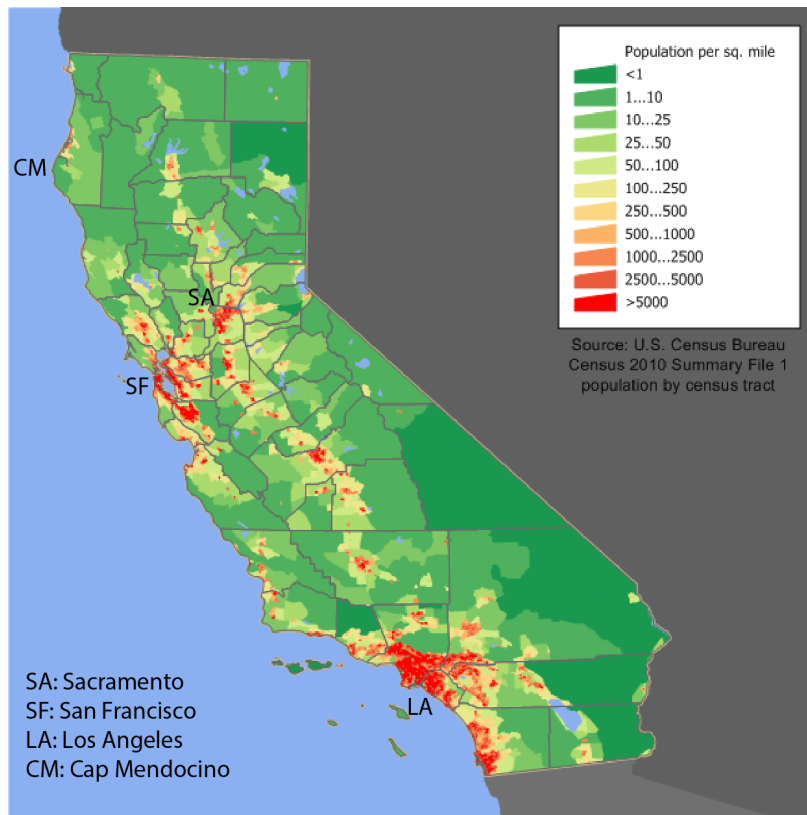


Figure I-A-3 : Densité de population (habitants/mile²) en 2010 en Californie (US Census Bureau)

Réponse à la question I-A-3

Le risque sismique est défini par la relation suivante: $Risque = aléa \times enjeux \times vulnérabilité$

L'aléa est la probabilité d'avoir un événement dans une zone donnée, les enjeux désignent les biens et les personnes concernées par l'aléa, la vulnérabilité désigne la fragilité et la résilience des biens et des personnes soumis à l'aléa.

Nous avons vu que la probabilité d'avoir des séismes forts est élevée sur la faille de San Andreas mais également des aléas associés (effet de site tel que la liquéfaction des sols en raison de la nature du substratum sous Los Angeles et une partie de San Francisco, glissements de terrain), mais le risque est plus élevé en raison d'enjeux importants (forte densité de population à Los Angeles et à San Francisco alors qu'elle sera faible entre ces 2 villes, concentration de l'activité économique au sein de ces mégapoles, nombreuses infrastructures). Sacramento est une ville importante mais l'aléa y est plus faible. Si les constructions récentes de Los Angeles et San Francisco sont bâties selon des normes parasismiques, ce n'est pas le cas des constructions anciennes (avant-guerre), ce qui accroît leur vulnérabilité.

Partie II : De la plaque Pacifique à la plaque Amérique du Nord

L'océan Pacifique porte les stigmates d'une activité volcanique importante à l'origine de nombreuses îles et monts sous-marins. Cet exercice vise, dans un premier temps, à étudier deux célèbres alignements volcaniques : l'archipel Hawaii-Empereur et les monts sous-marins de Louisville (Figure II)

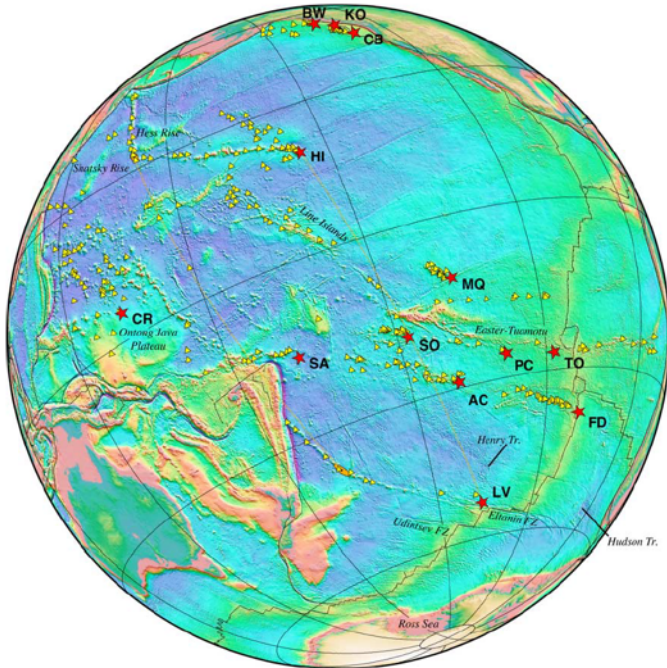


Figure II

Localisation des points chauds sous la plaque Pacifique (Wessel and Kroenke, 2008)

HI : Hawaii

LV : Louisville

II-A L'archipel d'Hawaii

Situé dans l'océan Pacifique, l'archipel d'Hawaii est constitué de 19 îles et autant de volcans. L'activité volcanique y a débuté, il y a environ 4 millions d'années.

Un profil topographique (figure II-A-b) a été réalisé avec *Google Earth*, le long du segment AB orienté SW-NE passe par l'île O'ahu (figure II-A-a). Interprétez le profil topographique.

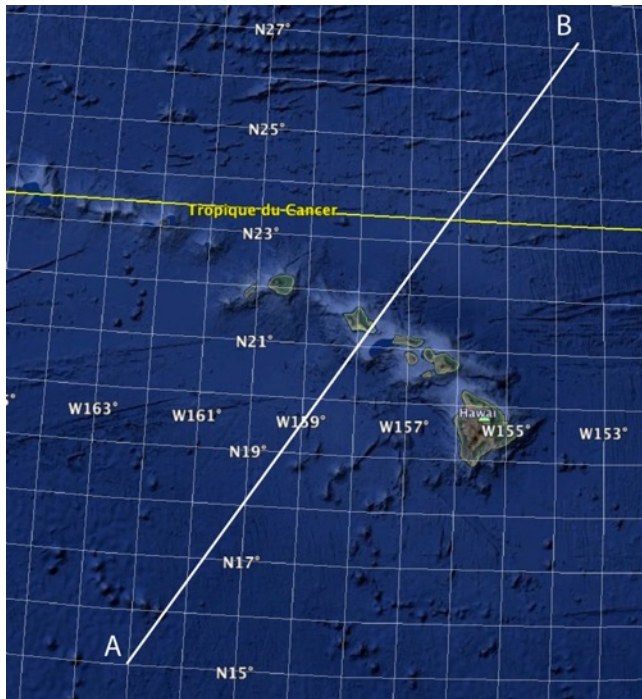


Figure II-A-a : localisation du profil topographique (segment AB)

Réponse à la question II-A

Aux extrémités du profil, la bathymétrie est d'environ -5700m. Cela suggère que l'archipel d'Hawaii s'est formé sur une plaque océanique relativement âgée (~90 Ma). Le bombement à grande longueur d'onde (1250km) est lié à la remontée du matériel chaud (panache mantellique), la flexure à courte longueur d'onde (400km) qui se superpose au bombement est liée au poids de volcan.

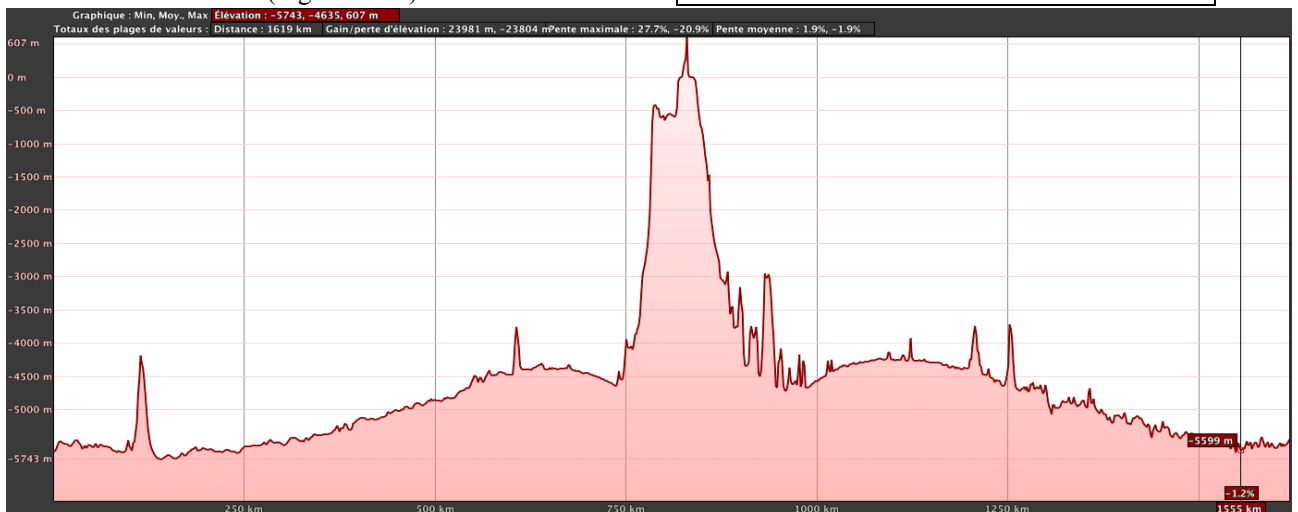


Figure II-A-b : profil topographique (équidistance topographique : 500m - équidistance horizontale: 250 km (Le point le plus haut est à +607 m, le plus bas à -5743 m) (réalisé avec Google Earth)

II-B-1 Les coulées volcaniques situées dans la partie ouest de l'île de Maui (figure II-B-1, carré rouge) ont été échantillonnées pour mesurer les éléments majeurs et traces ainsi que pour effectuer des datations.

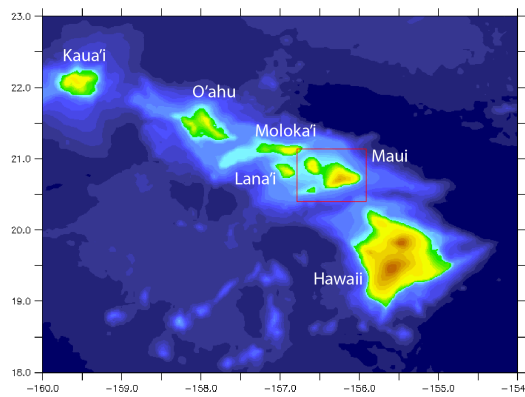


Figure II-B-1 (gauche) : la partie est de l'archipel d'Hawaii avec l'île Maui (encadré en rouge).

Figure II-B-1 (droite) : les données de la question II-B-1 correspondent à des coulées volcaniques situées dans la partie ouest de l'île Maui (encadré en rouge).

Des échantillons représentatifs des séries échantillonnées sont analysés. La composition chimique en éléments majeurs et en composition normative (CIPW) est donnée dans les tableaux II-B-1-a1 et II-B-1-a2 respectivement.

%poids oxydes	Echantillon A	Echantillon B	Echantillon C
SiO ₂	50,27	44,07	57,97
TiO ₂	2,28	2,16	1,06
Al ₂ O ₃	14,01	13,68	18,56
Fe ₂ O ₃	3,64	4,01	1,82
FeO	6,87	8,35	4,81
MnO	0,18	0,2	0,24
MgO	7,21	11,74	1,95
CaO	10,89	10,22	3,32
Na ₂ O	2,01	3,45	6,74
K ₂ O	0,3	1,35	2,89
P ₂ O ₅	0,26	0,4	0,1
LOI	1,28	0,38	-
somme	99,20	100,1	100

Tableau II-B-1-a1 : analyses chimiques en % poids d'oxydes

(source : O'Connor et al., 2013)

% massique norme CIPW	Echantillon A	Echantillon B	Echantillon C
Quartz	6,45	-	-
Anorthite	28,32	17,85	11,85
Diopside	19,25	24,17	3,3
Hypersthène	14,9	-	-
Albite	17	8,61	53,7
Orthose	1,77	7,98	17,08
Olivine	-	19,02	6,84
Nepheline	-	11,15	1,8
Apatite	0,6	0,93	0,23
Ilmenite	4,33	4,1	2,01
Magnetite	5,27	5,81	2,64
total	97,92	99,63	99,46

Tableau II-B-1-a2 : Les échantillons du tableau II-B-1-a1 en composition massique normative CIPW

II-B-1-a Quel est l'intérêt de la composition normative CIPW ?

Réponse à la question II-B-1-a

La norme ICPW (Iddings, Cross, Pearson et Washington) permet de déterminer la composition minéralogique « théorique » d'une roche magmatique si elle avait entièrement cristallisé. On appelle minéraux normatifs, les minéraux obtenus par le calcul de la norme ICPW.

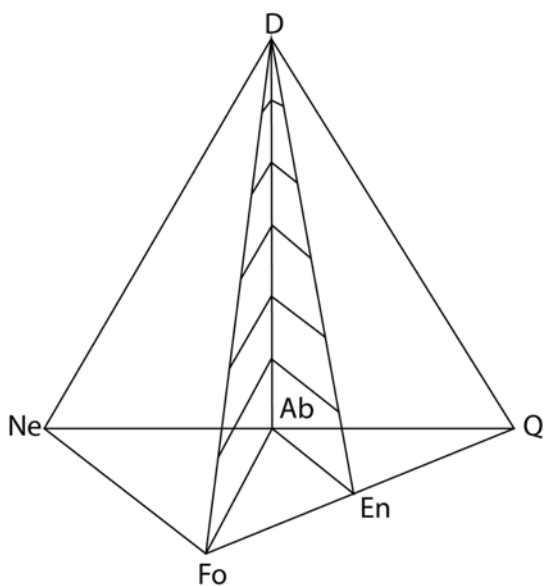


Figure II-B-1-b : Tétraèdre normatif de classification des basaltes (Yoder et Tilley, 1962).

II-B-1-b Nommez les échantillons A, B et C en vous appuyant sur les analyses en majeurs (tableau II-B-1-a1) et en composition normative (tableau II-B-1-a2) et la figure II-B-1

Réponse à la question II-B-1-b

A : basalte tholéiitique

B : basanite

C : trachyte

II-B-1-c La figure II-B-1-c présente les résultats des analyses (SiO₂, MgO, N₂O+K₂O, Nb/Zr) de différentes coulées volcaniques échantillonnées en fonction de leur âge. Aucune coulée volcanique antérieure à 2 millions d'années n'a pu être échantillonnée.

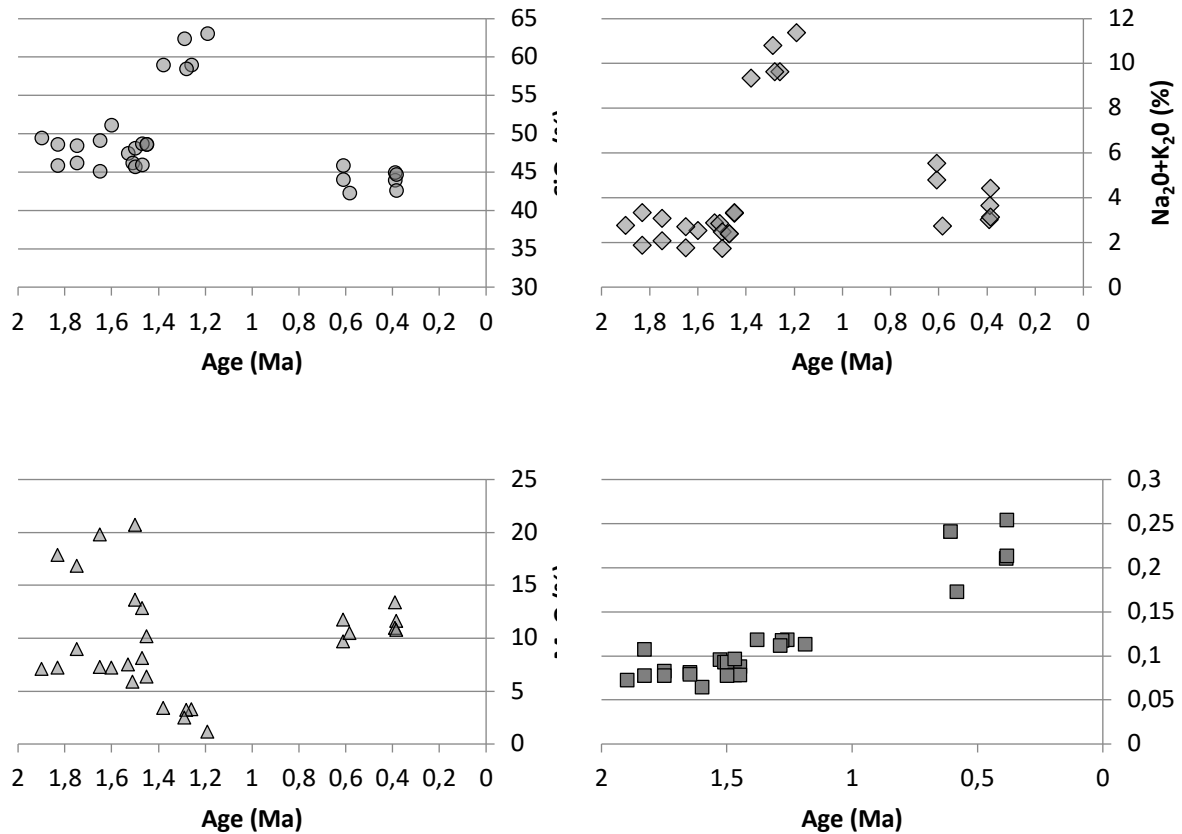


figure II-B-1-c (source des données : O'Connor et al., 2013)

Etablir un scénario d'évolution du volcanisme dans la partie ouest de l'île Maui en vous appuyant sur la figure II-B-1-c et la question précédente.

Réponse à la question II-B-1-c

Le diagramme montre 4 périodes distincts :

- 1) entre 2 et 1,4Ma : SiO_2 entre 45 et 50% et teneur faible en alcalin faible (basalte) : phase bouclier
- 2) entre 1,4 et 1,1Ma : hausse de la teneur en SiO_2 , teneur en alcalin plus élevé, le taux fusion partielle est plus faible. On n'observe pas de hiatus temporel entre ces périodes magmatiques. Cette phase marque la fin de la phase bouclier du volcanisme sur Maui.
- 3) arrêt du volcanisme pendant 500 ka entre 1.1 et 0.6 Ma. L'île de Maui est entraînée en dehors du point chaud
- 4) reprise du volcanisme pendant 200 ka avec des caractéristiques très différentes soulignées par un rapport d'élément incompatible bien plus élevé et une sous-saturation en silice. Le déplacement de la plaque pacifique a éloigné l'île du point chaud (l'activité principale se situe maintenant à l'est de l'île de Maui). Le volcanisme pourrait être lié au démantèlement des reliefs et de la fracturation.

NB: Connaissant la durée des phases volcaniques 1 et 2, environ 1 Ma et la vitesse de la plaque Pacifique environ 10 cm/an (voir question II-C-1-b), on peut estimer le diamètre du panache ascendant à environ 100 km.

II-C Des échantillons de roche volcanique de l'archipel Hawaii-Empereur ont été datés essentiellement par la méthode Ar/Ar et K-Ar (tableau II-C)

Site	Latitude (°)	Longitude (°)	Age (Ma)	Méthode
Daikakuji	32,090	172,220	46,7±0,1	Ar/Ar
Abbott	31,780	174,290	41,5±0,3	Ar/Ar
Helsley	28,930	-179,680	31,8±0,9	Ar/Ar
Midway	28,090	-177,500	27,5±1	Ar/Ar
Pearl and Hermes	27,780	-176,130	24,6±0,5	Ar/Ar
Necker	23,500	-164,500	10,3±0,4	K-Ar
Nihoa	23,100	-161,967	7,2±0,3	K-Ar
Kaula	21,650	-160,520	4,2±0,3	K-Ar
Kilauea	19,200	-155,050	0	-----

Tableau II-C : localisation, âge et incertitude (Ma) et méthode employée pour la datation des roches volcaniques prélevées dans l'archipel Hawaii-Empereur (source des données : O'Connor et al., 2013)

II-C-1-a Expliquez le principe de la datation K-Ar et Ar/Ar.

Réponse à la question II-C-1-a

La datation K-Ar est une méthode de datation radiométrique basée sur la désintégration de l'isotope ^{40}K (seul isotope radioactif du K) en ^{40}Ar (90% du ^{40}K se désintègre en ^{40}Ca). La désintégration de l'isotope ^{40}K en ^{40}Ar s'effectue majoritairement par capture électronique et parfois par désintégration β^+ . Le temps de demi-vie est de 1,26Ga. Cette méthode est utilisée pour dater les roches magmatiques car l'argon va dégazer tant que le magma est liquide. Au cours du refroidissement, la diffusion cesse ($T^{\circ}_{\text{fermeture}}=600-700^{\circ}\text{C}$), l'isotope ^{40}Ar qui se forme est piégé dans le réseau cristallin. Pour déterminer l'âge, on mesure la quantité de ^{40}K et de ^{40}Ar (radiogénique) par spectrométrie de masse.

La datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ est dérivée de la méthode K-Ar. Le K est présent sous forme de 3 isotopes (^{39}K , ^{40}K , ^{41}K). Par irradiation neutronique de l'échantillon dans un réacteur nucléaire, on transforme une partie de ^{39}K en ^{39}Ar . L'âge de l'échantillon devient donc une fonction du rapport $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Pour déterminer le rendement de la réaction nucléaire à l'origine du ^{39}Ar , des échantillons standard sont irradiés en même temps que les échantillons dont on cherche à déterminer l'âge. L'échantillon est chauffé par palier de manière à relâcher l'argon progressivement. On mesure le rapport $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ par spectrométrie de masse. Un rapport $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constant pendant la chauffe permet d'obtenir un âge.

II-C-1-b Calculez la distance orthodromique séparant chaque site du volcan actif Kilauea sur l'île d'Hawaii. Reportez les valeurs sur un graphe de l'âge en fonction de la distance orthodromique. En déduire la vitesse de la plaque Pacifique en fonction de l'âge. Commentez le résultat obtenu.

La distance d_{AB} entre deux points A et B de coordonnées géographiques (latitude λ ; longitude φ) sur le globe terrestre s'exprime de la façon suivante :

$$d_{AB} = R_T \cdot \arccos(\sin \lambda_A \sin \lambda_B + \cos \lambda_A \cos \lambda_B \cos(\varphi_A - \varphi_B))$$

avec R_T le rayon de la Terre

Réponse à la question II-C-1-b

Après avoir calculé les valeurs, les candidats devaient tracer la distance en fonction de l'âge.

On distingue 2 groupes de points alignés. L'inverse du coefficient directeur de la droite donne la vitesse de la plaque Pacifique.

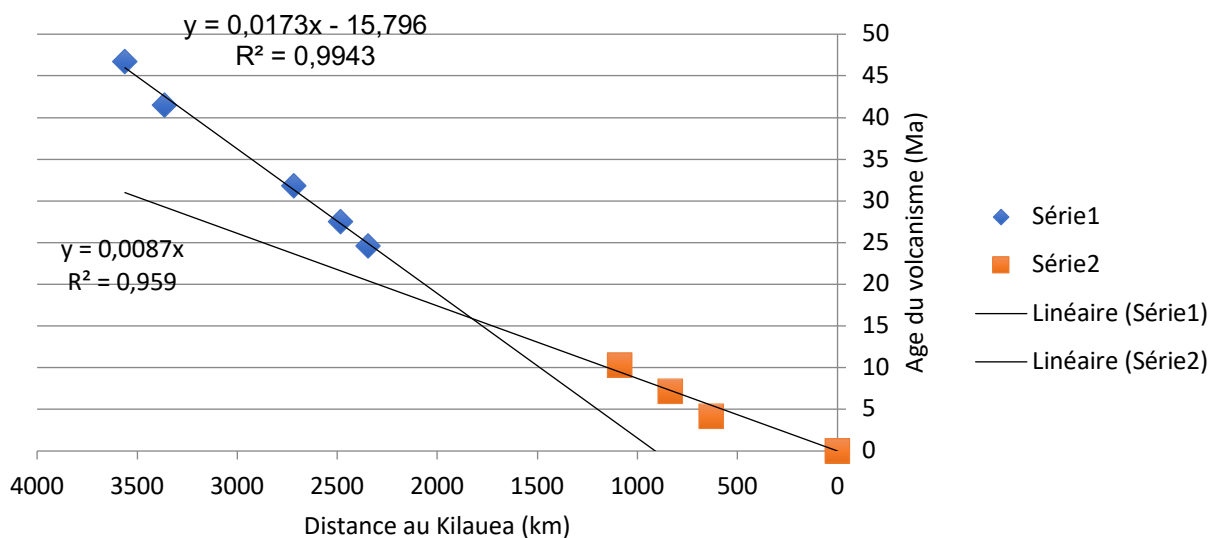
Daikakuji à Pearl and Hermes : vitesse=58 km/Ma (5,8 cm/an)

Necker => Hawaii : vitesse=115 km/Ma (11,5 cm/an)

Plusieurs raisons peuvent être avancées pour expliquer ce résultat: le calcul est fait toujours à partir de Hawaii, ce qui lisse les variations de vitesses pour les volcans les plus éloignés, néanmoins le changement de vitesse est très important depuis 10-15 Ma. Cela pourrait être lié à la stabilité du point chaud.

NB: la formule était donnée en radian.

volcan	distance au Kilauea (km)
Daikakuji	3561
Abbott	3364
Helsley	2717
Midway	2485
Pearl and Hermes	2347
Necker	1089
Nihoa	838
Kaula	632
Kilauea	0



II-C-1-c La chaîne des monts sous-marins de Louisville située dans le sud de l'océan Pacifique a également pour origine un point chaud indiqué LV sur la figure II. Des échantillons prélevés en dix sites différents ont été datés par la méthode Ar/Ar. La figure II-C-1-c représente la distance au site le plus jeune en fonction de l'âge du volcanisme.

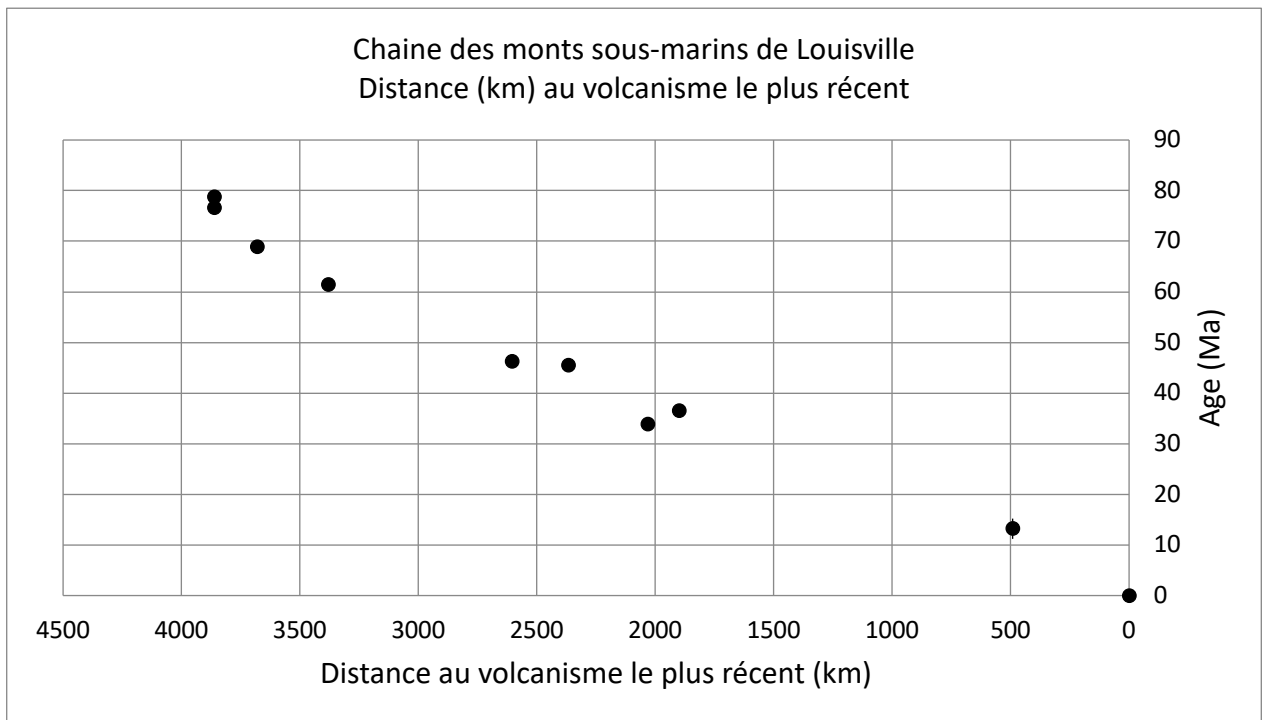


Figure II-C-1-c (les incertitudes sont masquées par le symbole représentant la donnée)

Déterminez la vitesse de la plaque Pacifique à partir des données de la chaîne des monts sous-marins de Louisville. Comparez avec la réponse à la question II-C-1-b.

Réponse à la question II-C-1-c

On trouve une vitesse de 53,5 km/Ma. On n'observe pas de changement de vitesse.

Le résultat est cohérent avec la vitesse déterminée à la précédente pour la période anté-Miocène. Donc on peut supposer que la vitesse élevée ne concerne que le point chaud d'Hawaii.

II-D Les limites des plaques Pacifique, Nord-Américaine et Juan de Fuca se croisent au large du Cap Mendocino (44°N ; 126°W). Des mesures géodésiques sur la faille de San Andreas donnent une vitesse relative de 47,2 mm/an et une direction N154,6° de la plaque Pacifique par rapport à la plaque Amérique du Nord. Les anomalies magnétiques marines et la faille transformante entre les plaques Pacifique et Juan de Fuca donnent une vitesse relative de 58,5 mm/an et une direction N112,8°.

II-D-1 Déterminez la vitesse relative et la direction du mouvement relatif de la plaque Juan de Fuca par rapport à la plaque Nord-Américaine.

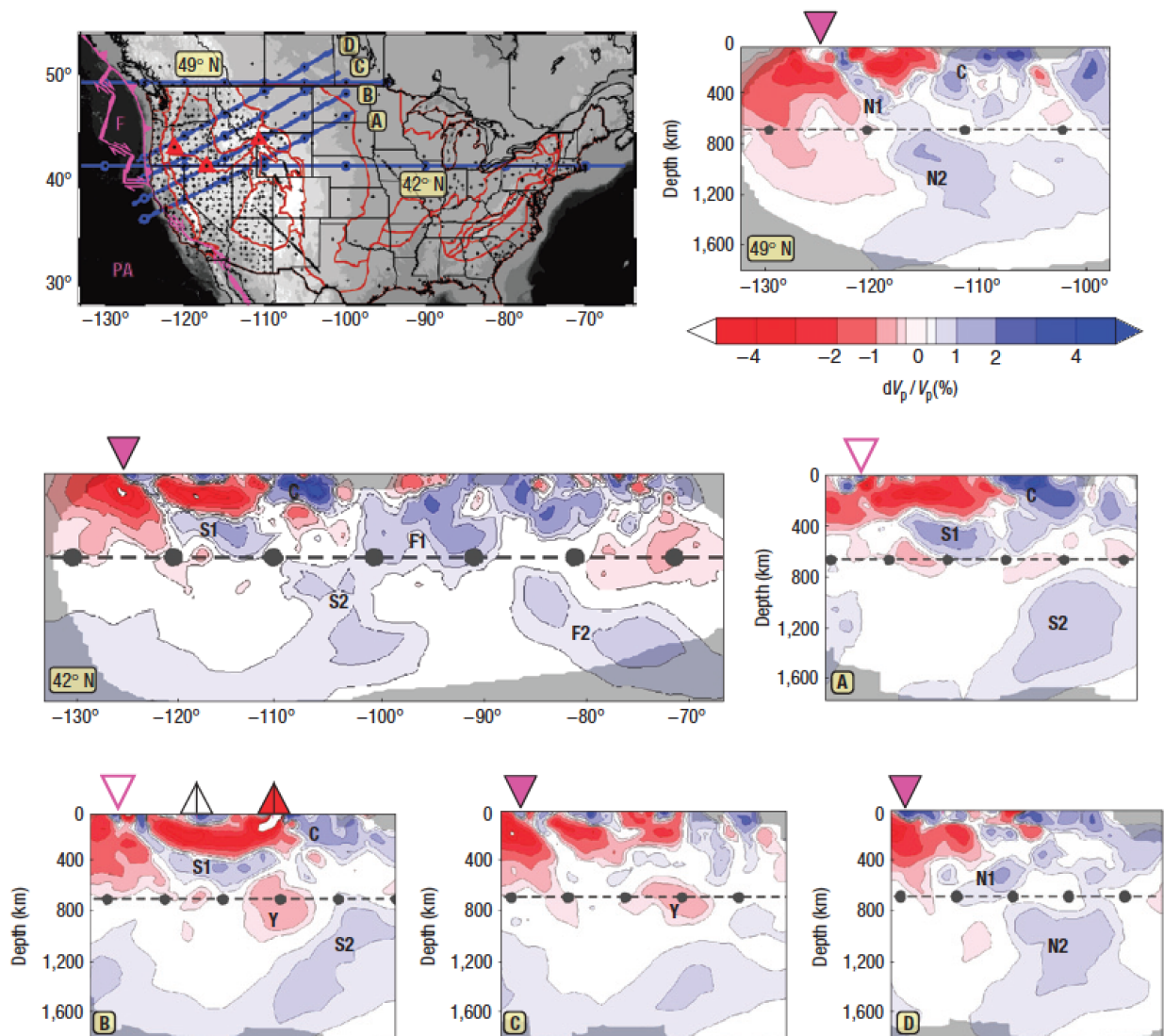
Réponse à la question II-D-1

En traçant le triangle des vitesses, on obtenait :

- la direction N60
- la vitesse 40mm/an

II-D-2 Une étude par tomographie sismique (basée sur l'onde P) a été réalisée sous le continent nord-américain. Six profils (42°N, 49°N, A, B, C, D) ainsi que leur localisation sont présentés sur la figure II-D-2.

II-D-2-a Localisez sur les coupes tomographiques de la figure II-D-2 (à la surface de la Terre), la/les limite(s) des plaques et la/les zone(s) volcanique(s).



La limite des plaques Juan de Fuca/Amérique du Nord est indiquée par les triangles pleins magenta (profils C, D, 42°N, 49°N). La limite des plaques Pacifique/Amérique du Nord est indiquée par les triangles magenta (profils A, B). Le triangle rouge sur le profil B indique le volcanisme de Yellowstone.

II-D-2-b Etablissez le contexte géodynamique de la région calé en âge en vous appuyant sur des éléments précis de la figure II-D-2. Pour caler en âge ces événements, vous serez amené à faire une hypothèse que vous argumenterez.

Réponse à la question II-D-2-b

Les profils tomographiques à 42°N et 49°N permettent d'observer la subduction de la plaque Juan de Fuca (anomalie de vitesses positives = panneau froid) dans le manteau supérieur selon un angle d'environ 45°. Ce plan est noté N1 et N2 dans le profil à 49°N et S1 et S2 sur les autres profils, mais il est possible qu'il ne soit pas continu. En fait l'anomalie S2 est peut être plus jeune que F1.

Par ailleurs, on observe une seconde anomalie de vitesse positive sur la coupe à 42°N notée F1 et F2. Cette anomalie de vitesse est associée à un plan de subduction situé loin du plan de subduction actuel. Il est visible dans le manteau supérieur et dans le manteau inférieur. Ce plan de subduction est lié à la subduction d'une plaque lithosphérique appelée plaque Farallon (en réalité, la plaque Juan de Fuca et la plaque Farallon constituaient à l'origine, une seule et même plaque).

On remarque que la plaque F1 est encore dans le manteau supérieur malgré son âge. Si on fait l'hypothèse que la plaque Juan de Fuca et Farallon subductent à la même vitesse (vitesse que l'on vient de calculer) et en considérant que la position de la zone de subduction n'a pas « bougé », on peut estimer l'âge de la subduction :

Pour l'anomalie de vitesse F1

Distance de l'anomalie F1 à la subduction actuelle : 25° (~2000 km) à 35° (~3000 km)

$$F1 = \Delta(\text{longitude}) \times 111 \text{ km} \times \cos(42^\circ)$$

La vitesse est de 40 km/Ma dans la direction N60 donc

$$\text{Dist}_{F1} = F1 \times \cos(90^\circ - 60^\circ)$$

$$2000 \times \cos(30) = 1750 \text{ km} \Rightarrow \text{âge} = \text{distance} / \text{vitesse} = 45 \text{ Ma}$$

$$3000 \times \cos(30) = 2600 \text{ km} \Rightarrow \text{âge} = 65 \text{ Ma}$$

Pour l'anomalie de vitesse F2 :

Distance à l'anomalie F2: environ 15° environ

$$\text{Dist}_{F2} = 15 \times 111 \times \cos(42^\circ) / \cos(45^\circ) \times \cos(90 - 60) = 1900 \text{ km}$$

ce qui donne un âge d'environ 50 Ma + 65 Ma \Rightarrow 115 Ma

Pour l'anomalie S2 :

$\Delta(\text{longitude}) = 25^\circ$ et angle de plongement 45°

$\text{dist}_{S2} = 25 \times 111 \times \cos(42^\circ) / \cos(45^\circ)$ (pendage) $\times \cos(90 - 60) = 2000 \text{ km}$ ce qui donne un âge de 50 Ma.

La subduction de la plaque Farallon fonctionne depuis au moins 115 Ma (F2) mais reste dans le manteau supérieur pendant 50-60 Ma. L'âge de l'anomalie S2 est également d'environ 50 Ma. On

observe donc une transition dans le fonctionnement de la subduction de la plaque Farallon/Juan de Fuca vers 50Ma

En réalité la vitesse de convergence de la plaque Farallon par rapport à l'Amérique du Nord a pu varier au cours du temps mais ce simple calcul permet d'avoir une estimation, certes grossière, des événements géodynamiques au cours du temps.

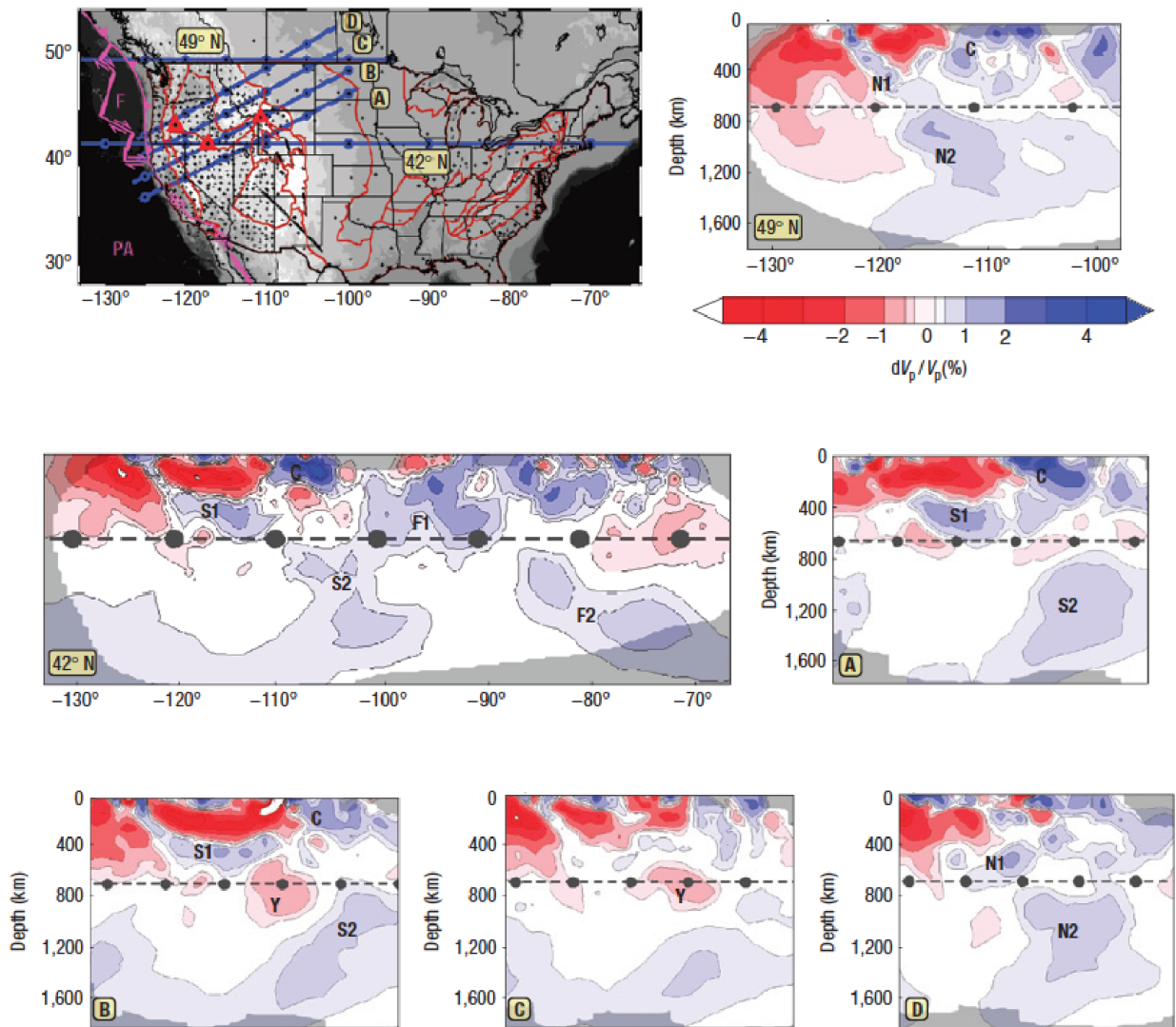


Figure II-D-2 (d'après Sigloch *et al.*, 2008) Sur la carte de localisation : profils tomographiques (bleu) frontières politiques (noir), limites des provinces géologiques (rouge), limites des plaques tectoniques (magenta) – PA : Pacifique – F : Juan de Fuca; les autres figures représentent l'anomalie de vitesse des ondes P le long des différents profils.

II-E Le continent nord-américain est marqué par une vaste inondation marine durant le Crétacé (figure II-E1). Au maximum de son extension, cette mer épicontinentale connecte l'océan Arctique au Golfe du Mexique. Cette mer envoie un bassin dans lequel se dépose une séquence sédimentaire.

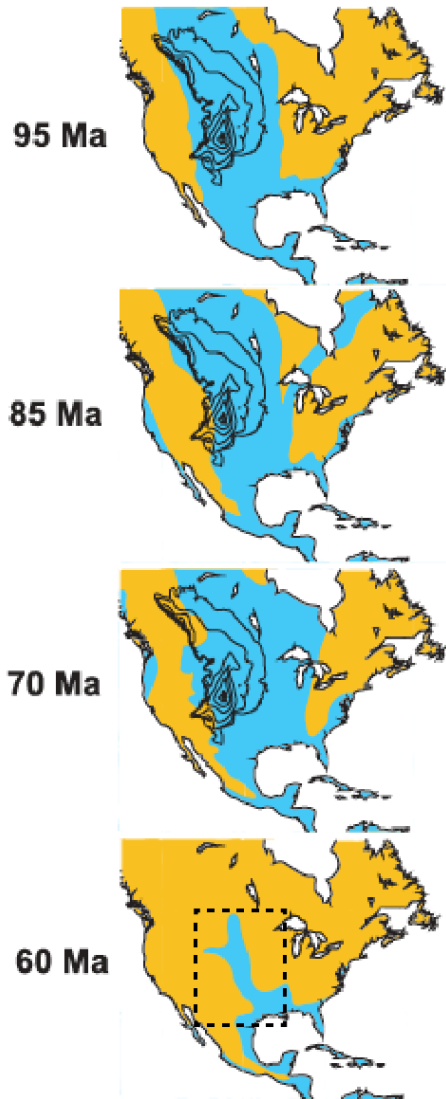


Figure II-Ea : les parties en bleu représentent la mer épicontinentale (source : Spasojevic et al., 2009)

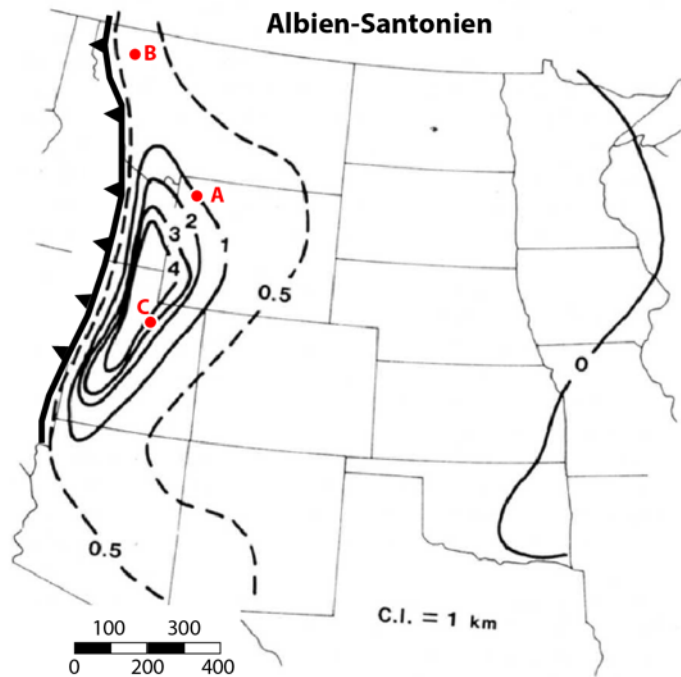


Figure II-Eb : carte des isopaques des sédiments Albien-Santonien (km) (source : Cross et al., 1986)

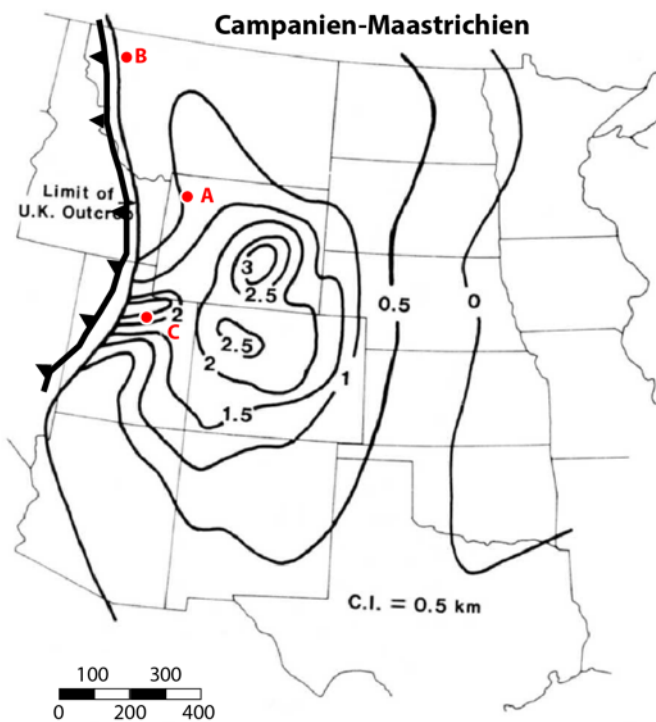
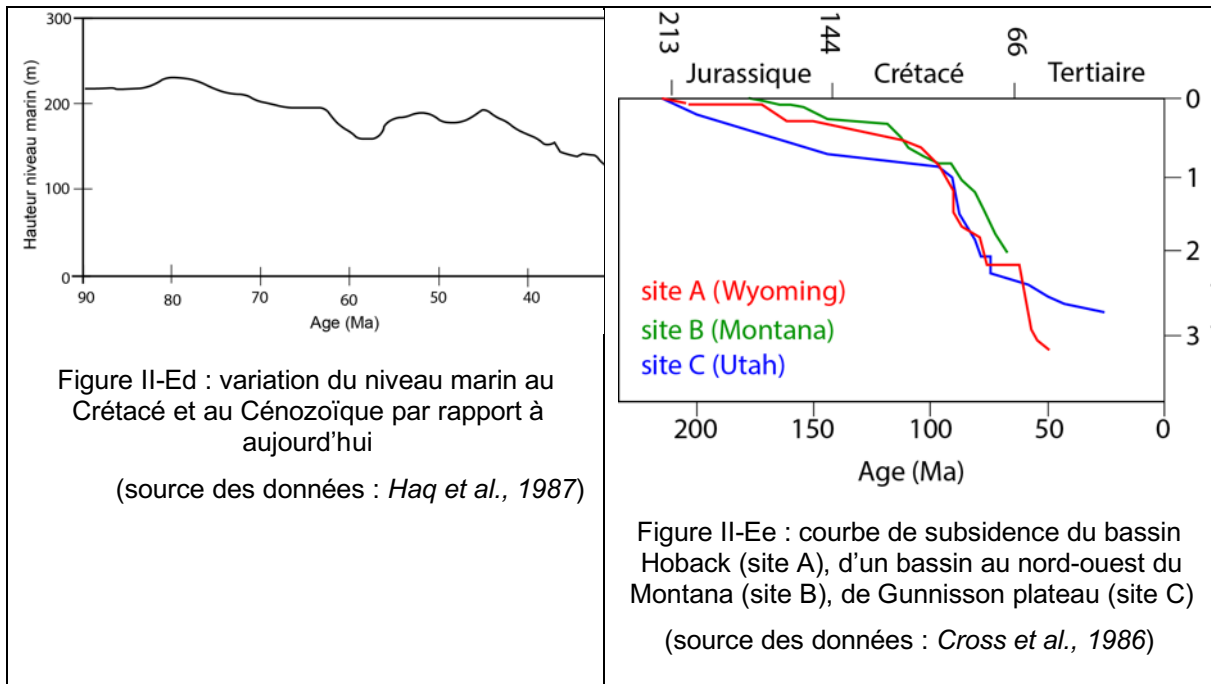


Figure II-Ec : carte des isopaques des sédiments Campanien-Maastrichtien (km) (source : Cross et al., 1986)



II-E-1 Comment appelle t-on ce type de bassin dans le contexte géodynamique de l'Albien-Santonien (figure II-Eb ?

Réponse à la question II-E-1

Il s'agit d'un rétro-bassin d'avant-pays.

II-E-2 L'épaisse série sédimentaire de l'Albien-Santonien s'accumule dans un bassin associé à une flexure de la lithosphère continentale. L'amplitude de la déflexion, solution d'une équation du 4^{ème} ordre, s'écrit :

$$w = w_0 \exp\left(-\frac{x}{\alpha}\right) \cos\left(-\frac{x}{\alpha}\right)$$

$$w_0 = \frac{V_0 \alpha^3}{4D}$$

$$D = \frac{Eh^3}{12(1-\nu^2)}$$

$$\alpha = \left(\frac{4D}{(\rho_m - \rho_s)g} \right)^{1/4}$$

w : subsidence (>0 vers le bas et <0 vers le haut)

D : rigidité flexurale de la lithosphère (N.m)

V₀ : charge (force)

E : module de Young (E=70 GPa)

ν : coefficient de Poisson (ν=0,25)

ρ_m : masse volumique du manteau (3300 kg.m⁻³)

ρ_s : masse volumique moyenne des sédiments (2600 kg.m⁻³)

g : accélération de la gravité (9,81 m.s⁻²)

h : épaisseur (m)

La mer épicontinentale est négligée dans le calcul de la subsidence

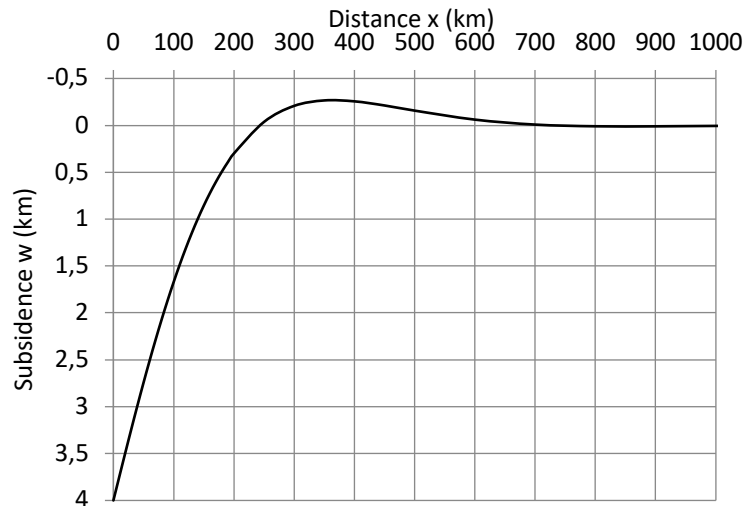


Figure II-E-2 : calcul de la subsidence w en fonction de la distance à l'axe de la charge V_0 (en $x=0$) pour les paramètres suivants : $D=1 \times 10^{24}$ N.m et $w_0=4$ km

II-E-2-a Le coefficient D de la lithosphère est égale à 1×10^{24} N.m. Déterminez la valeur de l'épaisseur h . Qu'est-ce que représente le paramètre h ?

Réponse à la question II-E-2-a

Le paramètre h est égale à 54 km. Il représente l'épaisseur élastique équivalente de la lithosphère.

II-E-2-b La figure II-Ee représente l'évolution de la subsidence du bassin en fonction de l'âge pour trois sites différents. Interprétez cette figure en la remplaçant dans le contexte géodynamique.

Réponse à la question II-E-2-b

La subsidence du bassin débute au Trias supérieur dans l'Utah (site C) avant d'affecter l'ensemble des sites A et B au Jurassique. Cette phase est contemporaine de la dislocation de la Pangée et de l'ouverture de l'Atlantique Centrale et de l'accrétion d'un arc sur la marge ouest de l'Amérique du nord.

La subsidence du bassin s'accélère à l'Albien et au Santonien, en particulier pour les sites B et C. C'est à ces périodes que l'on observe les plus puissantes formations sédimentaires. On est clairement dans un contexte de flexure de la plaque en contexte de bassin d'arrière-pays avec rétro-chevauchement. Cette période marque une importante phase orogénique dans l'ouest de l'Amérique du Nord (orogénèse Sevier). On note la présence d'une vaste mer épicontinentale, la Western Interior Seaway, qui ennoie le continent nord-américain. Le point A connaît une subsidence jusqu'à la fin du Crétacé tandis que le point B semble épargné. La période Campanien-Maastrichien est marquée par le morcellement des dépôts centres sédimentaires en liaison avec une structuration de la lithosphère archéenne du craton Laurentia.

II-E-2-c Comparez la subsidence calculée pour une lithosphère continentale (figure II-E-2) aux épaisseurs sédimentaires dans les bassins d'âge Crétacé (figures II-Eb et II-Ec) en tenant compte des variations du niveau marin (figure II-Ed) et de l'extension de la mer épicontinentale (figure II-Ea). Quel processus géodynamique n'est pas pris en compte dans le calcul théorique de la subsidence ? Votre réponse doit être argumentée.

Réponse à la question II-E-2-c

Un modèle simple de flexure d'une plaque lithosphérique (Figure II-E-2) montre un développement d'un bassin le long du chevauchement et la présence d'un bombement. Ce modèle permet d'expliquer la subsidence et l'accumulation des sédiments à l'Albien et au Santonien (Figure II-Eb).

Au Campanien-Maastrichien (Figure II-Ec), le modèle de flexure ne fonctionne pas. Les dépoctrans s'éloignent du front de chevauchement (et se morcellent). De plus, l'ennoiement du continent Nord-Américain s'accroît alors que le niveau marin baisse (Figure II-Ed). L'extension du bassin ne peut pas s'expliquer par une flexure de la lithosphère.

Cette zone ennoyée au Campanien-Maastrichien (correspondant aujourd'hui aux grandes plaines du continent Nord-Américain) est en subsidence à cette époque. Cette subsidence est liée à la subduction de la plaque Farallon. On est en présence d'un mécanisme appelé topographie dynamique. La plaque de Farallon passe sous le continent nord américain en restant dans le manteau supérieur (Figure II-D-2) avant de plonger sous les grandes plaines nord américaines. Ce corps froid et rigide génère un mouvement visqueux du manteau vers le bas qui entraînent la lithosphère. On observe donc une subsidence dynamique (par opposition à une subsidence statique liée à une charge sédimentaire).

III Paléoaltimétrie du plateau du Colorado

La paléoaltimétrie vise à quantifier l'altitude passée des reliefs. Depuis le début des années 2000, cette estimation des paléoaltitudes s'appuie notamment sur la mesure isotopique de l'oxygène, le $\delta^{18}\text{O}$.

N.B : Des formules sont données à la fin de l'exercice.

III-A Le $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations actuelles

Le $\delta^{18}\text{O}_p$ des précipitations actuelles est mesuré en divers points du globe depuis le début des années 1960 par Global Network of Isotopes in Precipitation (GNIP) sous l'égide de l'International Atomic Energy Agency (IAEA) et de World Meteorological Organization (WMO). La figure III-A (Rowley et al., 2001) représente la localisation de quelques sites de mesures et pour chaque site, son altitude et la valeur moyenne annuelle pondérée exprimée en ‰.

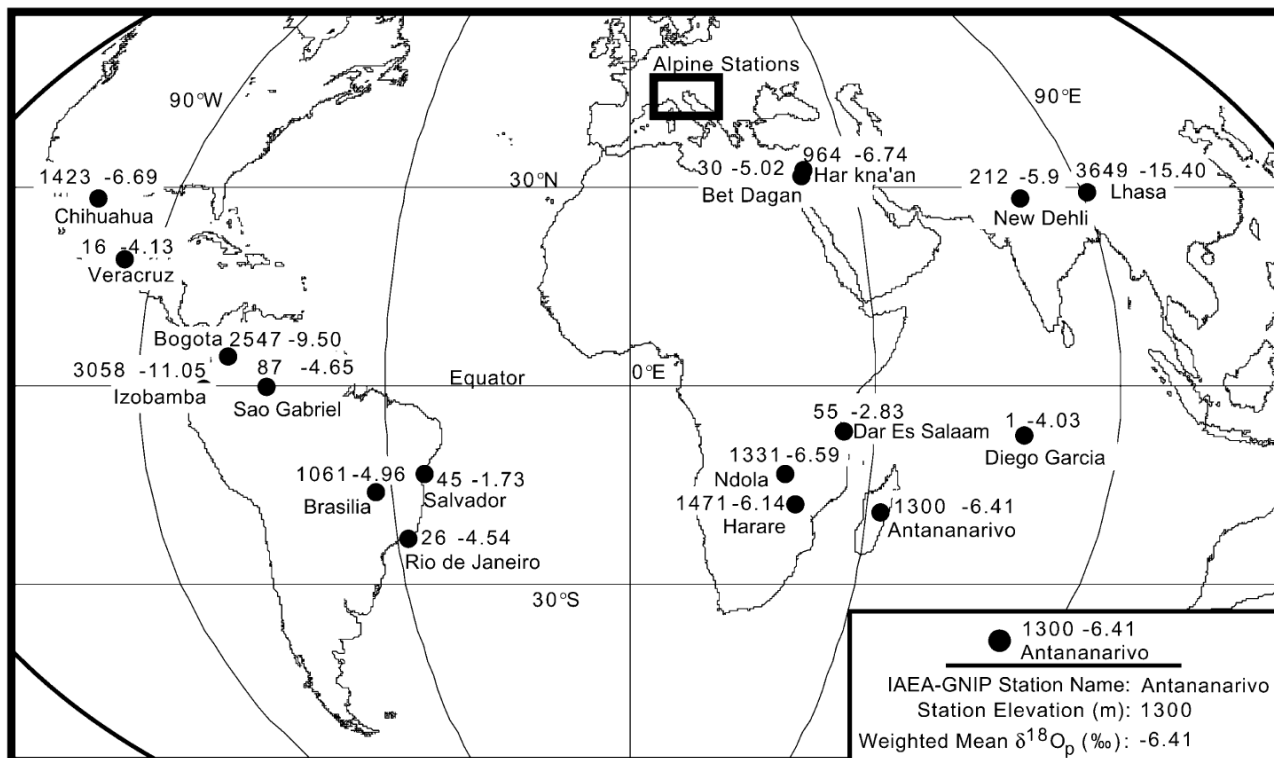


Figure III-A

III-A-1-a Qu'est ce que le $\delta^{18}O$? Comment le mesure t-on ?

Réponse à la question III-A-1-a

L'atome d'oxygène a plusieurs isotopes, ^{16}O , le plus courant, ^{17}O et le ^{18}O . Le $\delta^{18}O$ est la mesure de la quantité de ^{18}O par rapport au ^{16}O dans un échantillon rapportée à un standard : Sea Mean Ocean Water ou Pee Dee Belemnite).

$$\delta^{18}O = \left(\frac{\left(\frac{^{18}O}{^{16}O} \right)_{ech} - \left(\frac{^{18}O}{^{16}O} \right)_{std}}{\left(\frac{^{18}O}{^{16}O} \right)_{std}} \right) \times 1000$$

Le $\delta^{18}O$ n'a pas d'unité et s'exprime en ‰. La mesure est réalisée par spectrométrie de masse.

III-A-1-b Calculez la différence de $\delta^{18}O$ entre deux stations A et B ($\delta^{18}O_A - \delta^{18}O_B$) en fonction de l'altitude du site A. Le site A est un site en altitude, le site B est un site de référence à très basse altitude à proximité du site A. Pourquoi utilise t-on un site de référence ? Vous indiquerez dans le tableau ci-dessous, le site B de référence utilisé pour chaque site A en altitude.

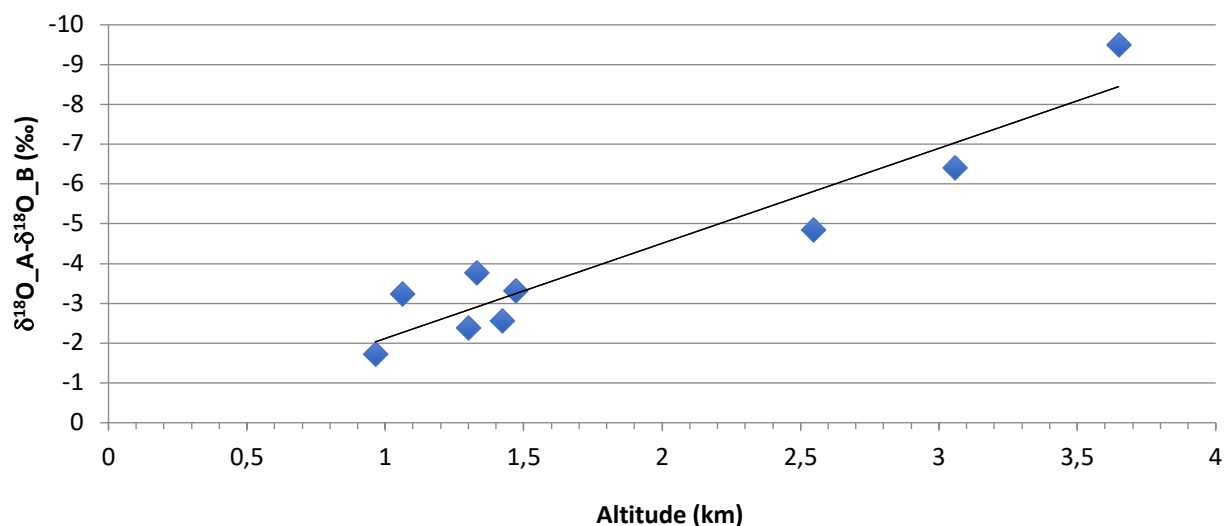
Réponse à la question III-A-1-b

Pour minimiser les conséquences du transport sur la signature isotopique des précipitations, les sites A et B sont choisis les plus proches possibles. Néanmoins, on observe une certaine dispersion en réponse aux processus locaux.

Site A en altitude	Site B de référence	Altitude du site A (m)	$\delta^{18}\text{O}_A - \delta^{18}\text{O}_B$ (‰)
Chihuahua	Veracruz	1423	-2,56
Bogota	Sao Gabriel	2547	-4,85
Izobamba	Sao Gabriel	3058	-6,4
Brasilia	Salvador	1061	-3,23
Ndola	Dar el Salam	1331	-3,76
Harare	Dar el Salam	1471	-3,31
Antananarivo	Diego Garcia	1300	-2,38
Har Kna'an	Bet Dagam	964	-1,72
Lhasa	New Delhi	3649	-9,5

III-A-1-c Placez les données obtenues à la question III-A-1-b dans un graphe ($\delta^{18}\text{O}_A - \delta^{18}\text{O}_B$) en fonction de l'altitude du site A. Tracez la courbe moyenne, puis calculez le gradient du $\delta^{18}\text{O}_p$ des précipitations (‰ / km).

Réponse à la question III-A-1-c



Les mesures présentaient une dispersion importante. Il fallait donc tracer une droite moyenne pour pouvoir en déduire le gradient du $\delta^{18}\text{O}_p$ des précipitations. Le gradient du $\delta^{18}\text{O}_p$ des précipitations est de -2,4‰/km.

En utilisant la différence d'altitude entre les sites A et B plutôt que l'altitude du site, on obtient une pente de $-2,5\text{‰/km}$, l'effet est modeste car les sites de référence sont à faible altitude.

III-A-1-d Les figures III-A-1-d représentent les moyennes mensuelles des précipitations (mm), de la température ($^{\circ}\text{C}$) et du $\delta^{18}\text{O}_p$ des précipitations pour la ville de Flagstaff (Arizona, USA) située à 2136m d'altitude. Les moyennes mensuelles des précipitations et du $\delta^{18}\text{O}_p$ des précipitations sont également reportées dans le tableau III-A-1-d.

A l'aide du gradient du $\delta^{18}\text{O}_p$ des précipitations calculé à la question III-A-1-c, déterminez l'altitude de la ville de Flagstaff. Commentez ce résultat en précisant l'origine du biais observé en vous appuyant sur les figures III-A-1-d1 à III-A-1-d4.

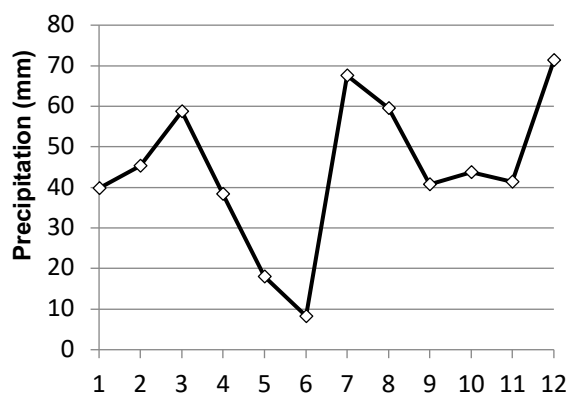


Figure III-A-1-d1 : moyenne mensuelle des précipitations (mm). Les mois sont numérotés de 1 à 12. (sources des données : GNIP)

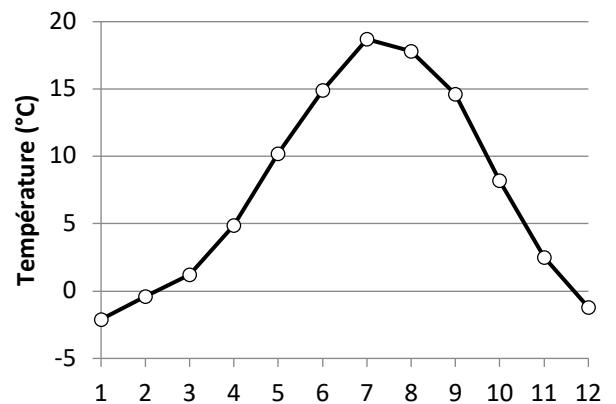


Figure III-A-1-d2 : moyenne mensuelle de la température ($^{\circ}\text{C}$) (sources des données : GNIP)

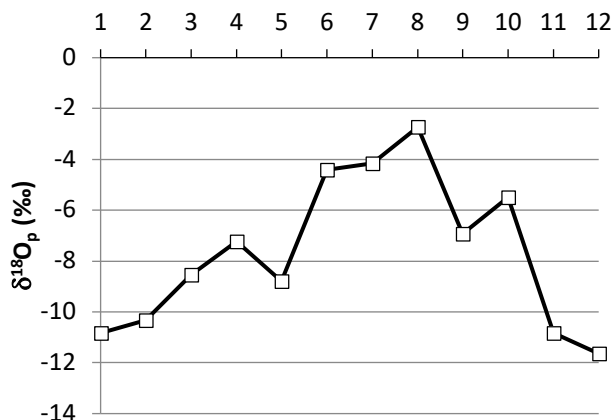


Figure III-A-1-d3 : moyenne mensuelle du $\delta^{18}\text{O}_p$ des précipitations (‰) (sources des données : GNIP)

Mois	N° mois	Précipitation [mm]	$\delta^{18}\text{O}_p$ [‰]
Janvier	1	39,8	-10,82
Février	2	45,3	-10,33
Mars	3	58,8	-8,54
Avril	4	38,4	-7,23
Mai	5	18,1	-8,78
Juin	6	8,3	-4,42
Juillet	7	67,6	-4,15
Août	8	59,5	-2,73
Septembre	9	40,7	-6,92
Octobre	10	43,8	-5,5
Novembre	11	41,4	-10,83
Décembre	12	71,3	-11,64

Tableau III-A-1-d : moyenne mensuelle des précipitations et du $\delta^{18}\text{O}_p$ des précipitations. (sources des données : GNIP)

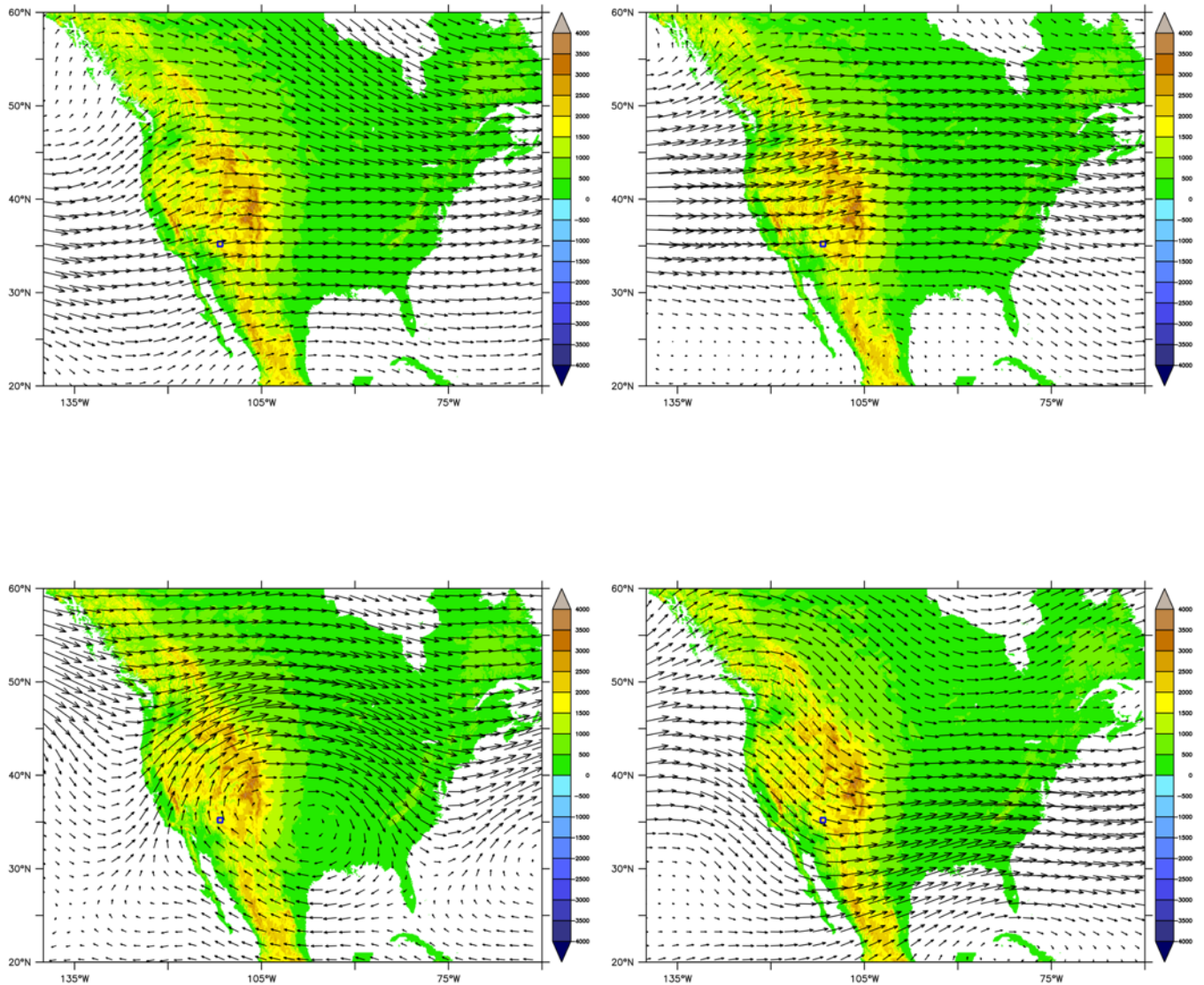


Figure III-A-1-d4 : Vents moyens à 500 hPa (données : réanalyses ERA-Interim (ECMWF)) pour le mois de février (en haut à gauche), le mois de mai (en haut à droite), le mois d'août (en bas à gauche) et le mois de novembre (en bas à droite). Localisation de Flagstaff (Arizona) : carré bleu. Fond de carte : topographie actuelle.

Réponse à la question III-A-1-d

Le $\delta^{18}\text{O}$ en moyenne annuelle (pondéré par les précipitations mensuelles) est de $-7,72\text{‰}$.

En appliquant le gradient précédemment calculé ($-2,4\text{‰/km}$), on obtient pour Flagstaff, une altitude "isotopique" de 3200m (et 3045m en prenant un gradient de $-2,5\text{‰/km}$). La valeur est supérieure à l'altitude réelle (2136m) pour 3 raisons :

1) *La distribution des précipitations varie en cours d'année avec une période sèche marquée en été et en hiver. L'évaporation varie en cours d'année avec un maximum en été. L'évolution saisonnière du cycle de l'eau modifie la signature isotopique en oxygène de l'eau des masses d'air.*

2) *Les masses d'air humide sont alimentées par l'évaporation de l'océan Pacifique sauf en été, saison durant laquelle la masse d'air provient du golfe du Mexique. La trajectoire de masses d'air et les sources d'eau ne sont donc plus identiques.*

2) *cette équation ne peut pas s'appliquer à l'échelle du globe car elle néglige les effets de la circulation atmosphérique qui change d'un site à l'autre.*

III-B Le plateau du Colorado

On souhaite déterminer l'altitude du plateau du Colorado à l'Eocène. Dans les années 90, une estimation de la paléoaltitude du plateau du Colorado avait été réalisée à l'aide du contenu floristique prélevé dans des formations sédimentaires. Récemment, cette estimation a été revisitée à l'aide de l'outil isotopique. Des carbonates pédogéniques ont été prélevés dans des formations d'âge Eocène sur le plateau du Colorado situées aujourd'hui à une altitude de 2300m (figure III-B). Un second site situé en Basse Californie (Mexique) également d'âge Eocène a été échantillonné. Il est situé à proximité de l'océan, on pourra le considérer comme étant situé également au niveau de la mer à l'Eocène (figure III-B)

Les mesures isotopiques de l'oxygène des carbonates pédogéniques et les températures moyennes à l'Eocène sont données dans le tableau III-B-1.

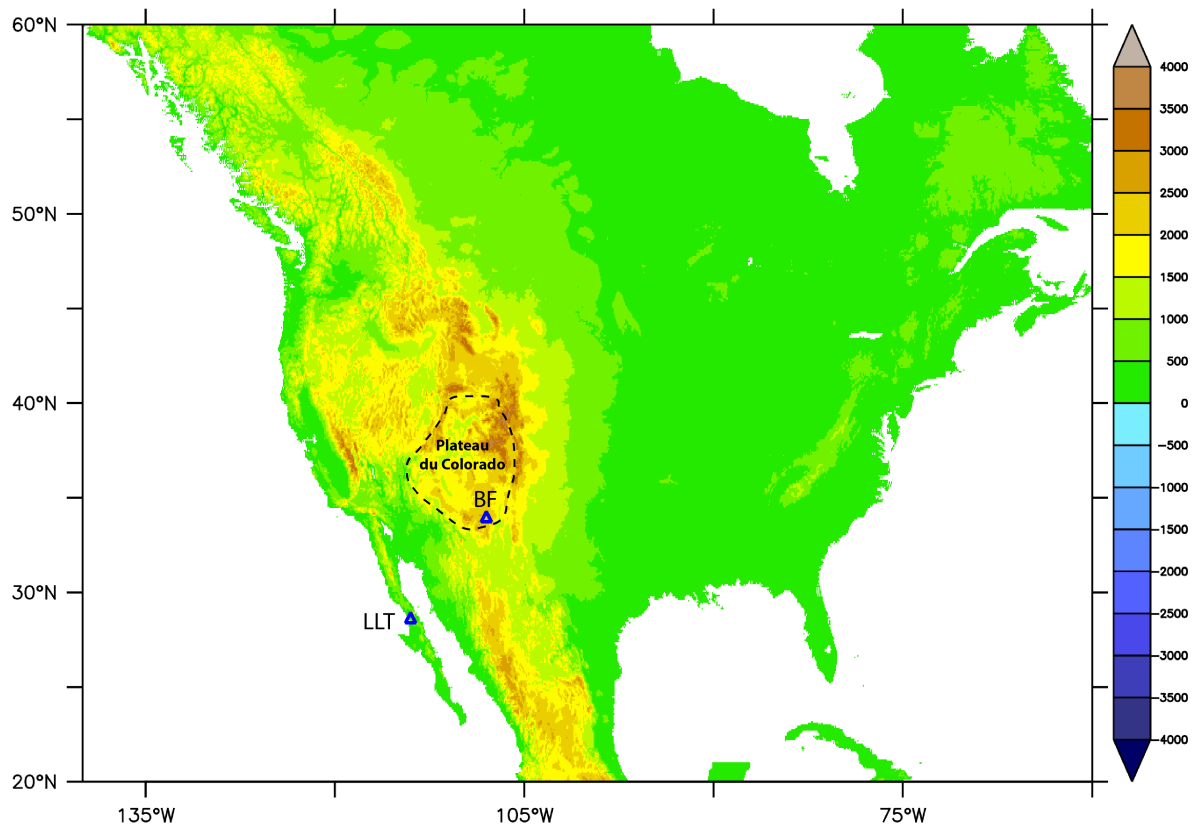


Figure III-B : localisation des sites d'études (voir tableau III-B-1)

Site d'âge Eocène	$\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (‰ V-PDB)	Température moyenne et incertitude (°C)
Baja Formation (BF), Colorado plateau	-10,1	20±10
Formation Lomas Las Tetas de Cabra (LLT), Basse Californie (Mexique)	-5	35±5

Tableau III-B-1 : données isotopiques $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (‰ V-PDB) des carbonates pédogéniques températures moyennes et incertitudes (°C) pour les sites échantillonnés (source des données : Licht et al., 2018)

III-B-1-a Qu'est qu'un carbonate pédogénique ? Comment se forme t-il ?

Réponse à la question III-B-1-a

Un carbonate pédogénique est un carbonate qui se forme par précipitation dans un sol d'ions dissous. Ce carbonate a pour signature isotopique en oxygène, la signature des eaux météoriques dont est issu le carbonate pédogénique.

III-B-1-b Ces mesures isotopiques sont exprimées en ‰ V-PDB. Qu'est-ce que cela signifie ?

Réponse à la question III-B-1-b

La mesure du $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ requiert l'utilisation d'un standard. V-PDB correspond à (Vienna-) Pee Dee Belemnite. Il s'agit à l'origine d'un belemnite du Crétacé (Caroline du Sud, USA). Maintenant il s'agit d'échantillons synthétiques de même signature isotopique que l'originale produits par l'AIEA à Vienne (Autriche), d'où le V-.

III-B-1-c Déterminer la paléolatititude à partir des données de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ du tableau III-B-1.

Réponse à la question III-B-1-c

Il fallait d'abord calculer le $\delta^{18}\text{O}_{\text{water_PDB}}$ des précipitations puis convertir cette valeur en $\delta^{18}\text{O}_{\text{water_SMOW}}$, puis calculer la paléoaltitude. Il est nécessaire de fixer la température dans une gamme réaliste pour déterminer le coefficient de fractionnement (notez au passage que la température est fonction de l'altitude que l'on cherche). On obtient une paléoaltitude moyenne et une estimation de l'incertitude : 3460 m/-450/+500m. Le site serait donc plus haut à l'Eocène qu'aujourd'hui.

site	$\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (‰)	T(°C)	$\alpha_{\text{carbonate-eau}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ (SMOW)	$\Delta \square \delta^{18}\text{O}$	Altitude (km)
Baca fm	-10,1	10	1,0318	-40,59	-10,93	-9,18	3,96
Baca fm	-10,1	20	1,0295	-38,51	-8,78	-8,00	3,46
Baca fm	-10,1	30	1,0275	-36,55	-6,76	-6,92	3,01
Baja calif	-5,1	30	1,0275	-31,69	-1,74		
Baja calif	-5,1	35	1,0265	-30,75	-0,78		
Baja calif	-5,1	40	1,0255	-29,84	0,15		

III-B-1-d Comparez la mesure isotopique $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ du site d'âge Eocène en Basse Californie (site LLT) avec la mesure isotopique $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ du site de Veracruz des précipitations actuelles (figure III-A) et commentez ce résultat.

Réponse à la question III-B-1-d

La valeur du $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb_PDB_LLT}}$ n'est pas comparable directement à la valeur du $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ des précipitations du site de Veracruz. Il faut calculer le $\delta^{18}\text{O}_{\text{water_V-SMOW_LLT}}$ et changer le standard. Le calcul permet d'obtenir la valeur moyenne pour les précipitations du site LLT par rapport au standard V-SMOW:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW_LLT}} = -0,78\text{‰}$$

Le site de Veracruz présente un signal isotopique de $-4,13\text{‰}$ aujourd'hui. Donc on a une différence de $3,35\text{‰}$. Il ne faut pas oublier qu'il s'agit de formation Eocene, période anté-glaciation de l'Antarctique. Il faut donc corriger de la différence de la valeur du $\delta^{18}\text{O}_{\text{ocean}}$. En période glaciaire (bas niveau marin), le $\delta^{18}\text{O}_{\text{ocean}}$ baisse et en période sans glace continentale, le $\delta^{18}\text{O}_{\text{ocean}}$ augmente. L'englacement du Groenland et de l'Antarctique équivaut à une baisse de 1‰ du $\delta^{18}\text{O}_{\text{ocean}}$. Donc cette correction explique $1/3$ de la différence entre la valeur actuelle et la valeur Eocene. Le reste s'explique par des différences de températures et/ou des changements de circulation atmosphérique.

Rappel de quelques formules

La température T est exprimée en Kelvin

$\alpha_{\text{carbonate-eau}}$: facteur de fractionnement carbonate-eau :

$$1000 \times \ln(\alpha_{\text{carbonate-eau}}) = 18,03 \times (1000/T) - 32,42$$

$$\alpha_{\text{carbonate-eau}} = (\delta^{18}\text{O}_{\text{carbonate}} + 1000) / (\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}} + 1000)$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} = 30,92 + 1,03092 \times \delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$$

Annexe Canevas stéréographique de Schmidt

