

Camille MANEL

Etudiant de Master 2 – Archéologie, sciences pour
l'archéologie

A l'Université de Perpignan Via Domitia

Année 2015 - 2016

La datation des terrasses alluviales de la Têt par R.P.E. sur quartz et par profil vertical de nucléides cosmogéniques (^{10}Be *in situ*)

*Mémoire encadré par Magali DELMAS et Marc CALVET dans le cadre d'un
financement RGF Pyrénées 2015 proposé par le BRGM (référant : Hélène TISSOUX)*



Table des matières

Introduction.....	1
Chapitre 1 - Cadre conceptuel : les terrasses et leur mise en place	2
I) Le système fluvial :	2
A) Les facteurs de contrôle de la dynamique fluviale :	4
B) La notion de seuil et de réponse complexe :	7
1) Les terrasses alluviales :	8
A) Définition :	8
B) Différents types de terrasses : (Fig 6)	8
Chapitre 2 - Cadre du domaine d'étude :	10
I) Géographie du bassin versant de la Têt :	10
II) Cadre géologique :	10
A) A l'échelle de l'est des Pyrénées:	10
B) Le bassin versant de la Têt actuelle :	11
III) Etat des connaissances :	12
A) Aspect géométrique :	12
B) Aspect altérologique :	13
C) Aspect archéologique :	14
D) Datation absolue :	16
IV) Présentation du système de nappes alluviales de la Têt.....	17
A) Cartographie des terrasses alluviales :	17
B) Description des terrasses :	22
Chapitre 3 – Datation par Résonance de Spin Electronique de quartz d'origine fluviatile	26
I) Principe général :	26
A) Électron et magnétisme de l'atome:	28
B) La résonance de spin électronique :	28
C) Résonance et relaxation :	29
D) Le spectromètre RPE :	30
E) Le spectre RPE :	31
II) La datation du quartz par RPE :	33
A) Les centres paramagnétiques du quartz :	34
B) Blanchiment du quartz :	36
C) Equation d'âge et les différents types de doses :	36
III) Matériel et méthodes :	40
A) Echantillonnage :	40
B) Préparation physico-chimique :	41
C) Irradiation et blanchiment :	41
D) Mesure RPE :	42
E) Mesure gamma :	42

IV)	Protocole analytique :	43
A)	Dose annuelle :	43
B)	La dose équivalente ou archéologique :	43
C)	Calcul de l'âge :	43
V)	Résultat :	45
A)	Les basses terrasses :	45
B)	Les moyennes terrasses :	46
C)	Les hautes terrasses :	47
VI)	Interprétation :	48
1)	Les datations :	48
2)	La méthode RPE dans ce contexte régional :	50
Chapitre 4 – Datation par profil vertical à partir du ^{10}Be produit <i>in situ</i>		51
I)	Généralités sur les nucléides cosmogéniques produits <i>in situ</i> :	51
A)	Le rayonnement cosmique :	51
B)	Les nucléides cosmogéniques :	53
C)	Le taux de production et la concentration en nucléide cosmogénique <i>in situ</i> :	54
II)	Protocoles méthodologiques et expérimentaux :	56
A)	Echantillonnage :	56
B)	Extraction physico-chimique du Be :	57
C)	La mesure par AMS :	59
D)	Le traitement des données brutes :	59
III)	Application des nucléides cosmogéniques <i>in situ</i> :	60
A)	Principe :	60
B)	Leur utilisation :	61
C)	Simulation des <i>résultats</i> :	62
IV)	Résultats :	64
A)	T2 – Escatlars :	65
B)	T3 moyen – Couragade :	65
C)	T3 supérieur – 4 Chemins :	66
V)	Interprétation :	70
Conclusion		71
I)	Corrélation isotopiques :	71
II)	Vitesse d'altération :	73
III)	Vitesse d'incision :	74
Liste des figures, tableaux et photos.....		76
Bibliographie		78

Introduction

Les terrasses fluviatiles des fleuves parcourant le bassin du Roussillon (Agly, Tech, Têt et Réart) ont suscité de nombreux travaux de type géomorphologique (Calvet, 1994 ; Giret, 1995, 1997), sédimentologique (Got, 1967 ; Monaco 1971) et préhistorique (de Lumley, 1969 ; Collina-Girard, 1975) au cours de ces dernières décennies. L'objectif commun de ces travaux est de placer ces dépôts dans un cadre chronostratigraphique précis. Cependant, très peu de datations absolues sont à ce jour disponibles (Monaco, 1971 ; Laaraich, 1996 ; Debals, 1998 ; Giresse & Martzluff, 2015). Par contre plusieurs travaux situent les terrasses dans une chrono-stratigraphie relative via la caractérisation de l'état d'altération des dépôts et des séquences de sols développés à leur toit (Calvet, 1994 ; Debals, 1998). Ce travail s'inscrit dans un projet de recherche engagé en octobre 2014 par l'équipe 3 de l'UMR 7194 – HNHP et par le financement BRGM du projet RGF Pyrénées (2015) dans le but de dater le système de terrasses fluviatiles du bassin de la Têt par la méthode RPE et par la méthode de profil vertical en nucléides cosmogéniques produits dans les minéraux des roches (^{10}Be). Cette série de datations permettra de raisonner sur les paramètres de contrôle (tectonique, climatique & eustatiques) de l'aggradation et de l'incision des terrasses alluviales à l'échelle du Pléistocène et en contexte orogénique (surrection continue des Pyrénées). Elle permettra aussi de préciser la vitesse à laquelle l'altération progresse sur ce type de dépôts, dans les ambiances paléoclimatiques caractéristiques des plaines côtières de la façade méditerranéenne. Il s'agit enfin, de mesurer les vitesses d'incision moyenne des cours d'eau au cours du Quaternaire, et de mettre ces résultats en perspectives avec ceux obtenus pour des pas de temps plus longs à partir de la datation des réseaux karstiques étagés (Calvet *et al*, 2015).

L'objectif de ce travail est de dater à partir des méthodes RPE et des profils verticaux de ^{10}Be l'intégralité du système des terrasses alluviale de la Têt. La partie RPE a débuté en 2014-2015 avec la préparation chimique des échantillons au CERP de Tautavel, le blanchiment d'une aliquote par échantillon et la mise en pilulier pour l'irradiation nécessaire à l'emploi de cette méthode. Elle s'est terminée cette année par les analyses au spectromètre RPE des échantillons et le traitement des données sous-jacentes. La partie cosmonucléide s'est déroulée cette année grâce au financement du BRGM dans le cadre du projet RGF Pyrénées. Toutes les préparations chimiques et les analyses ont été effectuées au CEREGE à Aix-en-Provence possesseur d'un spectromètre de masse par accélération (AMS) nommé ASTER. Enfin, une cartographie des terrasses par SIG a été réalisée dans le but de répondre à l'attente du RGF Pyrénées qui est l'harmonisation des cartes géologiques sur l'ensemble des Pyrénées. Ce travail fait évidemment suite au mémoire de M1 qui avait pour but de compléter les critères altérologiques et d'ajouter ces données à celles préalablement acquise (Calvet, 1994 ; Debals, 1998). Les travaux de recherche, de terrain, d'échantillonnage et de cartographie ont été guidés par Magali Delmas et Marc Calvet. Pour les datations RPE, ce sont Hélène Tissoux (référente de ce travail au sein du BRGM), Pierre Voinchet et Jean-Jacques Bahain du MNHN qui nous ont conduits dans les spécificités de la méthode et des

analyses associés. Pour les datations par cosmonucléides au CEREGE, ce sont Régis Braucher, Didier Bourlès et Amandine Sartegou qui ont sus nous initier aux arcanes de cette méthode.

Chapitre 1 - Cadre conceptuel : les terrasses et leur mise en place

I) Le système fluvial :

Les cours d'eau sont assimilables à des systèmes dans lesquels interagissent l'écoulement et le matériel qu'il transporte. La composante liquide (stream power) se caractérise par le débit et la vitesse de l'écoulement ainsi que par le régime hydrologique du cours d'eau. La charge particulaire (resisting power) se caractérise quant à elle par le volume de matière transportée mais aussi par sa granulométrie (Fig. 1). Ces deux pôles jouent ainsi comme une balance qui a tendance vouloir à s'équilibrer en passant d'un stade d'aggradation à un stade d'incision et inversement. La manière dont se combinent ces deux composantes conditionne le style fluvial, c'est à dire la morphologie du fleuve définie par la largeur, la sinuosité et la profondeur des chenaux, la pente du lit ordinaire, la longueur d'onde des méandres (Knighton, 1984). Par conséquent, toute modification des caractéristiques du stream power et/ou du resisting power va engendrer une métamorphose fluviale c'est à dire un changement de morphologie du cours d'eau (Fig. 2). Pour des débits et des vitesses d'écoulement faibles et des régimes hydrologiques peu contrastés, le style fluvial dominant est le lit à chenal unique rectiligne. Plus on augmente le débit et la vitesse de l'écoulement et plus le régime hydrologique est contrasté, plus le style fluvial se caractérise par une tendance à la sinuosité des chenaux, une tendance à la mise en place de trains de méandres libres, voire de lits à chenaux en tresse.

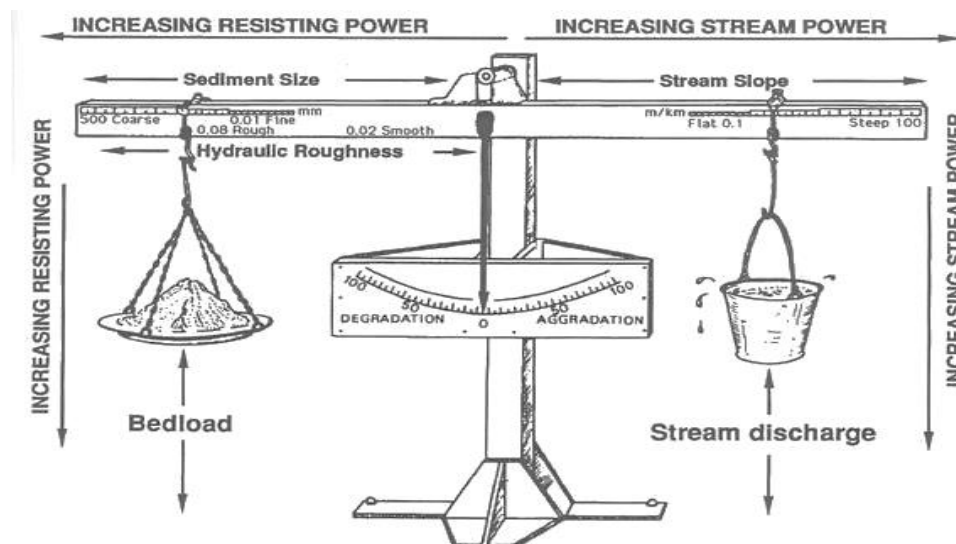


Figure 1 - Schéma de la « balance » d'un système fluvial avec ses multifacteurs entraînant soit une aggradation, soit une incision en passant de l'une à l'autre par un seuil critique (0). (d'après E.W. Lanes et modifié par Chorley et al, 1984)

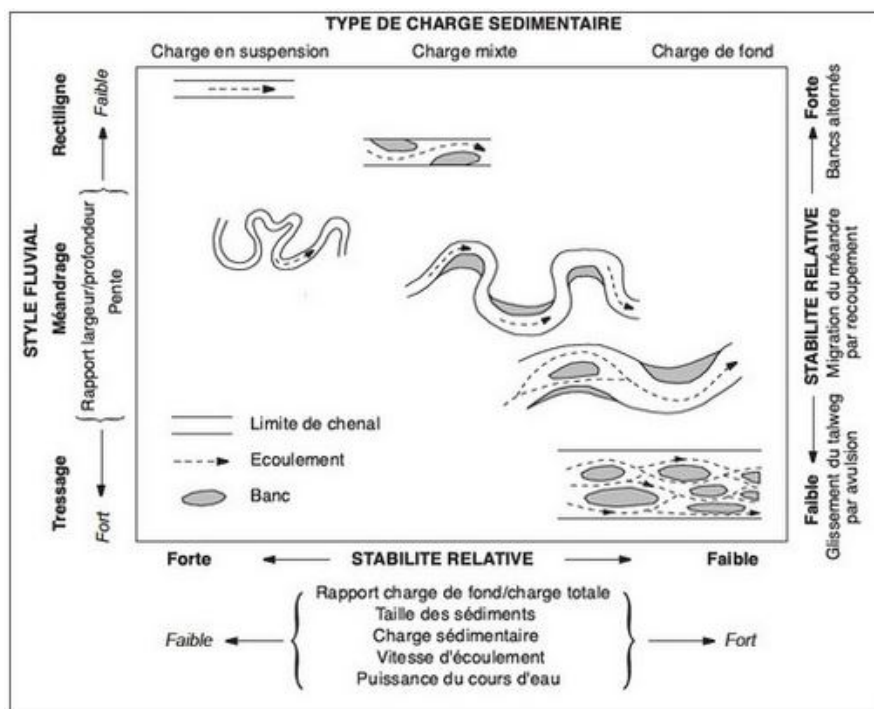


Figure 2 - Les différents styles fluviaux en fonction de leur charge sédimentaire (d'après Schumm & Meyer, 1979)

A l'échelle du bassin versant, le système fluvial se décompose en 3 sous-ensembles (Fig. 3).

A la source (zone 1), un fleuve s'organise en laves torrentielles où la vitesse de l'écoulement est forte car les pentes sont importantes (> 6%). Ainsi, le cours d'eau a tendance à mobiliser le matériel disponible sur un large spectre granulométrique (argiles, limons, sables, graviers, galets et même blocs). Les éléments les plus volumineux et les plus lourds se déposent en premier lieu, attendant la capacité nécessaire à leur déplacement, par exemple lors d'une crue. La zone 2 se localise au pied des hauts reliefs. Elle se caractérise par une tendance au transit des sédiments. Les laves torrentielles en provenance de l'amont tendent à confluer car la pente est moins forte. Le transport des particules est la fonction principale de cette zone ; néanmoins une érosion des berges du lit mineur peut s'y produire via le transport de la charge de fond. Par ailleurs, comme la pente y est relativement faible, cela entraînant un changement de la dynamique fluviale avec une diminution du stream power (augmentation du débit mais diminution des vitesses d'écoulement) et du resisting power (granulométrie de la charge plus fine) de l'amont vers l'aval. Cela engendre des changements de styles fluviaux au sein même de la zone 2 avec plutôt des chenaux en tresse en amont et, vers l'aval, plutôt des lits à chenaux unique et à méandres libres). Enfin, la zone 3 se caractérise par une tendance au dépôt du matériel transporté par le cours d'eau et fini dans une mer ou un océan.

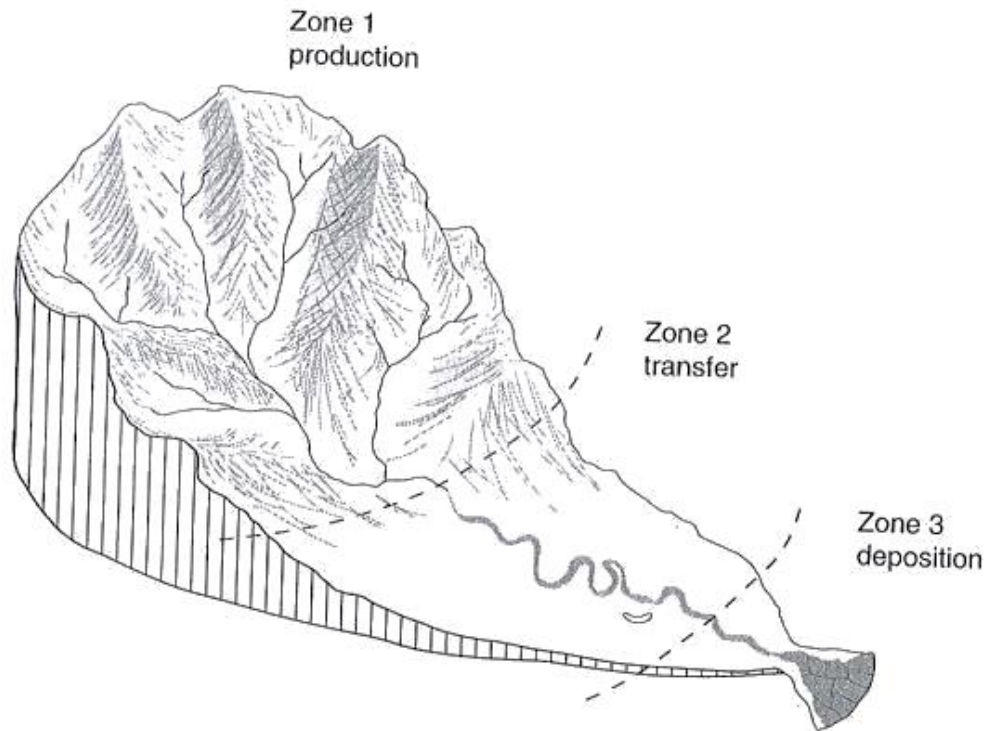


Figure 3 - Schéma du système fluvial divisé en plusieurs zones gouvernées par différents processus sédimentaires (production, transport et dépôt des sédiments). (tiré de Charlton, 2008 et d'après Schumm, 1977)

A) Les facteurs de contrôle de la dynamique fluviale :

Le système fluvial est un système ouvert car il n'est pas uniquement contrôlé par des variables internes au système ; il est soumis également à des perturbations environnementales (externes au système). On présente dans cette section successivement les paramètres de contrôle de la dynamique fluviale en commençant par les paramètres internes (pente, longueur, végétation...) puis par les paramètres environnementaux (climat, tectonique, eustatisme) (Fig. 4)

1) Facteurs internes :

La forme de la vallée fluviale est un facteur qui contrôle la dynamique fluviale et donc la morphologie du fleuve dans son ensemble (pente et sinuosité). La variété lithologique de tout un bassin versant va aussi avoir un impact majeur sur la dynamique fluviale via les différences de perméabilité au sein du bassin versant (modulation du stream power), via les différences de résistance des roches à l'érosion et donc de charge alluviale susceptible de transiter dans le bassin versant (modulation du resisting power). Enfin, la végétation située tout le long du fleuve mais aussi sur les bords de vallée va jouer le rôle de protection des sols en les stabilisant et en freinant leur érosion (biostabilisation). Tous ces facteurs vont engendrer des changements généralement locaux dans la balance dynamique des forces (Fig. 1) qui aura comme finalité d'inciser ou bien d'aggrader. Ces variables se placent dans un contexte de temps relativement court, entre la décennie au millénaire.

2) Facteurs externes :

a) *Climatique :*

Les cycles climatiques glaciaires-interglaciaires sont contrôlés par les paramètres de Milankovitch (précession, excentricité, obliquité). Le climat agit principalement sur la vitesse et le débit des cours d'eaux (donc du stream power) induit par la fonte des glaces mais aussi les précipitations lors des phases de transition contrôlant le débit et les flux de particules transportées (Vandenberghe, 2003 ; Godard *et al*, 2013). En contrepartie, il va conditionner la stabilité des sols par le type et la présence ou non de végétation sur les versants (Millar, 2000), cela engendrera des variations dans la charge sédimentaire disponible.

Il est reconnu que les phases d'incision et d'aggradation s'inscrivent dans les cycles climatiques durant les transitions chaud/froid et/ou froid/chaud. Dans une partie des cas, on peut observer la formation d'une terrasse par cycle de 100 ka, dans d'autres plusieurs terrasses, supposément formées lors des cycles d'ordre inférieurs (Bridgland, 2000 ; Bridgland & Westaway, 2009).

b) *Eustatique :*

Le climat contrôle les accumulations de glace dans les pôles et dans les milieux de haute altitude. Ainsi, lors d'une phase froide, la glace est stockée sur les continents au lieu des océans et cela a pour effet d'abaisser le niveau marin global. Au contraire, lors d'une phase chaude, toute la glace accumulée précédemment fond en eau et est redistribuée vers l'océan par l'intermédiaire des fleuves, ce qui a pour effet d'augmenter le niveau marin global. Dans une période de bas niveau marin, le climat sculpte l'ensemble du bassin versant dans le cas où le fleuve fuit vers un large plateau continental (Bridgland & Westaway, 2009). Mais lorsque celui-ci est plus étroit et plus pentu, seule la partie amont est affectée alors que l'aval sera dominé par le facteur eustatique. Ainsi, dans les cas où la pente entre la plaine côtière et le plateau est suffisamment différente, on obtiendra une régularisation du talus par aggradation ou incision (Blum & Törnqvist, 2000 ; Schumm, 1993 ; Summerfield, 1991)

Le climat et l'eustatisme sont des facteurs influant sur le style fluvial des cours d'eau, mais en aucun cas sur l'édagement des systèmes de terrasses.

c) *Tectonique :*

La tectonique, elle, va fonctionner sur la structure même du système de terrasse fluviale sur des échelles de temps de l'ordre du million d'année. En effet, il est constaté que dans les zones à fort uplift, quelle que soit la cause de l'uplift (remontées du manteau, équilibre isostatique...), une surrection sur la durée va permettre un édagement des différentes nappes alluviales (Bridgland, 2000 ; Carcaillet *et al*, 2009).

Mais, la mobilité de la croûte terrestre va aussi agir sur les variations des paramètres internes mais à des échelles de temps plus court s'inscrivant dans un contexte plus contemporain au dépôt ou à l'incision d'une terrasse. Dans le cas d'un uplift, la verticalisation des versants aura pour effet dans un premier temps de déstabiliser le

sédiment et ainsi être évacué dans le fond de vallée tendant à une phase d'aggradation. Des phénomènes plus brutaux comme les séismes vont interagir avec le système alluviale à des échelles de temps beaucoup plus courtes et leurs conséquences seront variables : canalisation du cours d'eau (incision progressive), rupture de pente (incision rapide localisée)...

Ce paramètre est essentiel dans tous les systèmes de terrasses alluviales pour leur formation mais aussi pour leur structure à des échelles de temps allant du millénaire au million d'année.

Enfin, il existe partout dans le monde de très nombreux domaines d'études avec des spécificités environnementales et géographiques propres. Ils sont tous gouvernés par ces trois facteurs extérieurs simultanément avec pour chaque cas une prédominance de l'un ou l'autre de ces variables pouvant changer avec le temps.

d) L'homme

Depuis le début de l'Holocène, il y a un facteur certes tardif mais néanmoins important pour le futur. En effet, les actions de l'homme par le biais de l'agriculture, la domestication des animaux, les constructions (ponts, barrages, routes, agglomérations...) ou encore le déboisement vont contrecarrer ou accentuer les phénomènes environnementaux (principalement climatique). L'accélération de l'érosion des sols par les activités anthropiques est un processus indirect qui pousse à la déstabilisation des berges alors que le besoin de production énergétique par la construction de barrages est un obstacle pour le transport sédimentaire (Brunel *et al*, 2013) dans un fleuve se traduisant à l'amont par une aggradation alors qu'à l'aval une incision.

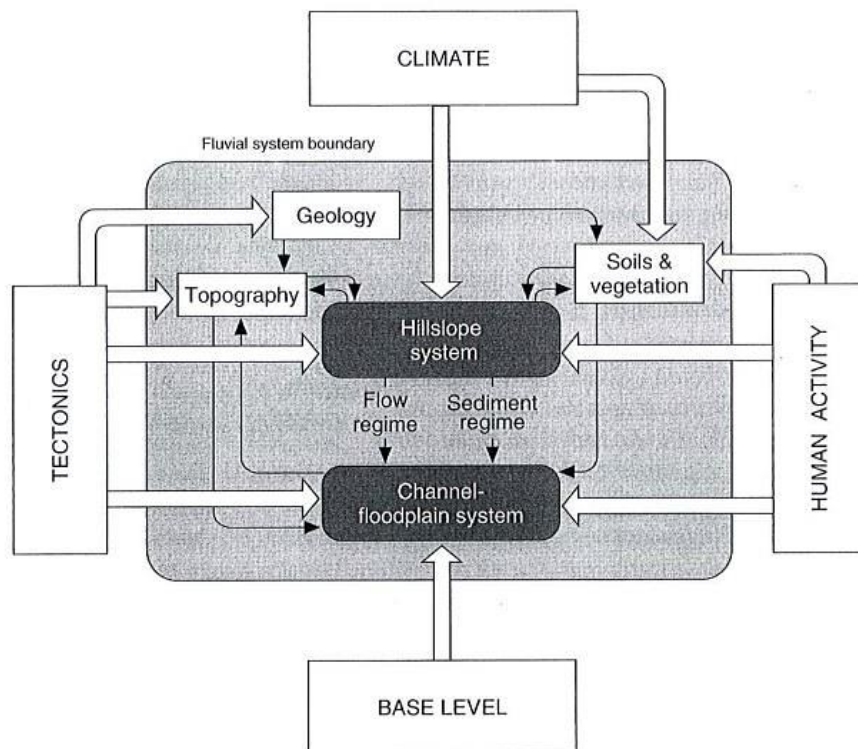


Figure 4. Schéma simplifié des interactions entre les différents facteurs internes et externes (feedbacks positifs et négatifs indifférenciés). D'après Charlton, 2008.

B) La notion de seuil et de réponse complexe :

Le seuil ou « threshold » est l'intermédiaire entre le passage d'un état à l'autre, ici par exemple à la transition aggradation/incision ou inversement. Ce seuil peut être franchi lorsqu'une variable, possédant une importance suffisante dans le système, est modulée. Par ailleurs, on peut différencier un seuil externe produit par la variation d'un facteur externe (climat...) et un seuil interne engendré par une variable interne (pente, sinuosité...).

Le principe de réponse complexe est fondamental dans l'organisation du système fluvial. Toute modification d'un paramètre intrinsèque à un moment et un lieu donné aura une répercussion sur l'ensemble du bassin versant de petite ampleur désynchronisé (temps de réponse variable entre la décennie et le millénaire) par le réajustement de variables sous-jacentes (Maddy et al, 2001) (Fig. 5). Ce sont des processus de contre balancement des forces, positives ou négatives de manière à retrouver un équilibre dans le rapport stream power et resisting power, qui traduisent des effets d'incision ou aggradation progressives à l'échelle du système entier (Schumm & Parker, 1973).

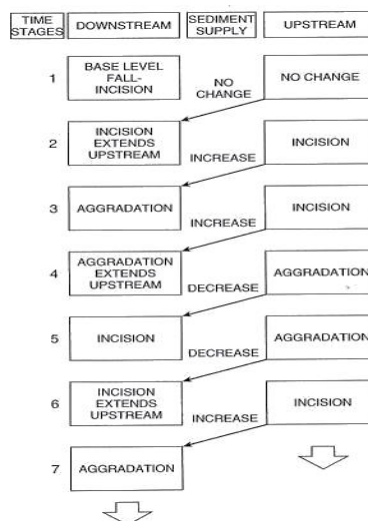


Figure 5. Schéma explicatif de la notion de réponse complexe causée par une baisse du niveau

1) Les terrasses alluviales :

A) Définition :

Une terrasse alluviale est un objet topographique défini par un plan sub-horizontale suivi d'un talus délimité par une rupture de pente plus ou moins émoussée par l'érosion. Mais c'est aussi un objet sédimentaire d'un volume d'alluvions de granulométrie et de composition lithologique très variable appelé nappe alluviale. Une terrasse alluviale est formée à partir de ces deux processus successifs : le dépôt et l'érosion. Enfin, la nappe alluviale existera autant de temps que l'érosion ne l'aura littéralement vidée et donc sera, pendant cette période, soumise à tous les phénomènes pédologiques existant.

B) Différents types de terrasses : (Fig 6)

Lors d'une aggradation, on observe la formation de « *fill terraces* » qui est une accumulation importante d'alluvion dans le fond de vallée recouvrant le substrat ou une autre terrasse de remplissage. Ce type est souvent associé à des changements environnementaux intenses et rapides (Pazzaglia, 2013)

Alors que dans une tendance érosive, d'une part, on peut observer une « *cut terrace* » qui existe par d'une incision du remplissage de fond de vallée par le cours d'eau. D'autre part, il existe des « *strath terraces* » ou terrasse rocheuse qui correspond à une érosion horizontale lente et progressive du substrat rocheux. Ces deux types sont caractérisés par des nappes alluviales peu épaisses et caillouteuses mais façonnés dans une ambiance environnementale calme (Pazzaglia, 2013).

On peut ensuite regarder l'organisation de ces formes les unes par rapport aux autres. Tout d'abord, un système de terrasses emboîtées se caractérise par le contact direct entre chaque terrasse. Puis, on peut trouver aussi un système de terrasse étagée, où la base de chaque terrasse se fera avec le substratum de la vallée. Pour les deux cas, les phénomènes de soulèvement régionaux sont étroitement liés aux incisions successives.

Enfin, on peut les différencier par leur symétrie. Si deux terrasses sont situées à la même hauteur de part et d'autre du fleuve, on parlera de paired terrace. On peut déduire des terrasses symétriques qu'elles ont le même âge et partagent la même plaine d'inondation. En revanche, si une terrasse se trouve uniquement d'un côté du fleuve on l'appelle

« unpaired terrace ». Cette asymétrie est provoquée par la divagation du cours d'eau érodant un bras au fur et à mesure mais aussi par une érosion des versants plus intense.

Au sein d'un même système de terrasse, toutes ces caractérisations coexistent et montre les différentes dynamiques fluviales au cours de la formation de des différentes nappes.

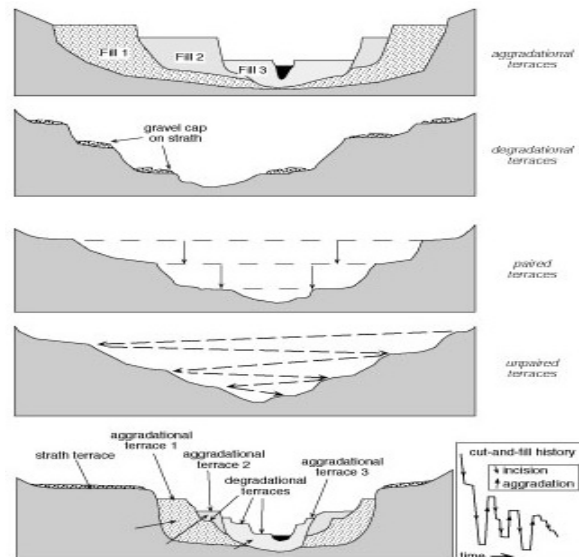


Figure 6. Schémas représentatifs des différents types de terrasses en fonction de leur mise en place et leurs érosions (d'après Burbank, 2001).

L'objectif principal de ce mémoire est la datation du système de terrasses alluviales de la Têt qui permettra de contraindre précisément la chronologie des phases d'aggradation et d'incision sur la partie aval de ce bassin versant. Dans l'idéal d'une bonne résolution des résultats, on pourra interpréter le passage entre un stade d'aggradation et celui d'une incision de la nappe dans un contexte climatique précis. De plus, les dates obtenues permettront (i) de caractériser la vitesse d'altération des différentes nappes en fonction du temps à partir de différents critères altérologiques (colorimétrie quantitative des quartz, rapport des quartz dans la masse et à la surface, type et quantité d'argile, granulométrie des fines etc...), mais aussi (ii) de quantifier la vitesse d'incision pléistocène de ce fleuve côtier.

Chapitre 2 - Cadre du domaine d'étude :

I) Géographie du bassin versant de la Têt :

Le bassin versant de la Têt (Fig. 7) se situe dans le département des Pyrénées-Orientales dans le Sud de la France enclavé entre le Golfe du Lion à l'est, le massif des Corbières au nord et par la chaîne pyrénéenne au sud et à l'ouest. La Têt fait partie des fleuves majeurs de cette région au côté de l'Agly au nord et du Tech au Sud. Il prend sa source au pied du pic du Carlit dans des lacs postglaciaires et parcourt une distance de 115,8 km pour un dénivelé de 2500 mètres. Elle traverse le Bas-Conflent jusqu'au barrage de Vinça (altitude de 250 mètres). Jusque-là, de nombreux affluents issus du massif du Canigou, du Capcir et des Fenouillèdes viennent alimenter la Têt tout le long de l'année. Enfin, elle continue sa trajectoire dans le Ribéral en passant à côté de Prades pour finir dans la plaine du Roussillon et se jeter dans la Mer Méditerranée à Canet-en-Roussillon. C'est dans la plaine que les différents niveaux de terrasses se développent et se multiplient pour donner des successions de lanières disséquées par des thalwegs fonctionnant lors des précipitations intenses.

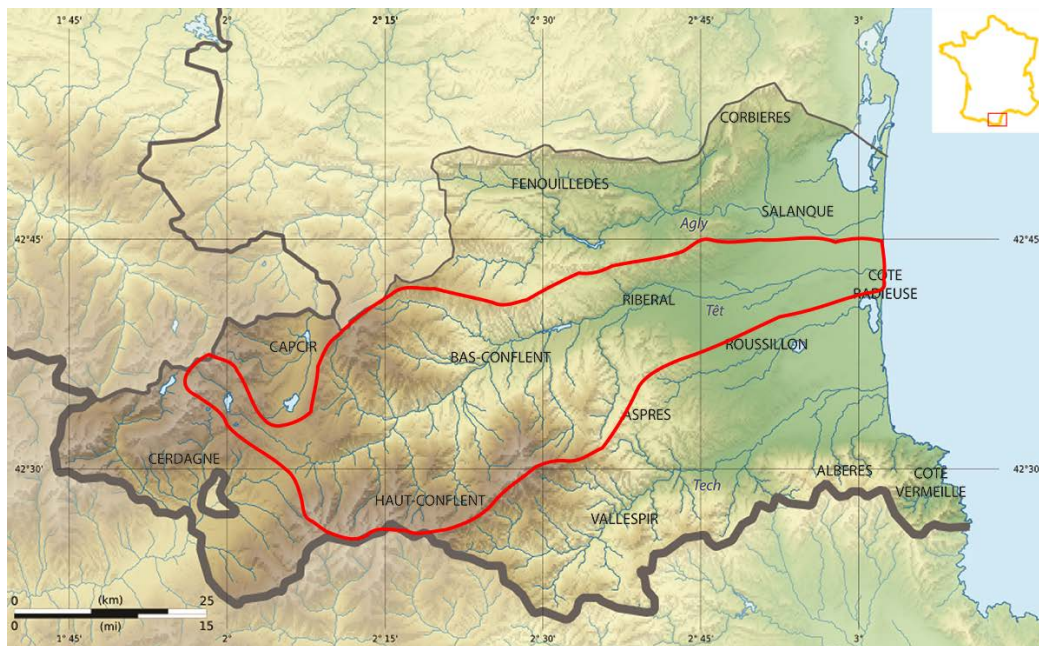


Figure 7 - Carte des reliefs du département des Pyrénées-Orientales, le tracé en rouge représente l'étendue du bassin versant de la Têt (base de carte : BRGM)

II) Cadre géologique :

A) A l'échelle de l'est des Pyrénées:

La région (Fig. 8), du fait de sa présence sur un massif montagneux, possède une histoire géologique des plus complexes qui remonte dès le précambrien. La succession des épisodes orogéniques hercynien (360-290 MA), pyrénéen (53-33 MA) a formé cette montagne. On peut distinguer deux zones. La zone axiale est la région centrale où le substrat granitique et le socle paléozoïque sont prédominants et incisés par des failles E/W. La zone nord pyrénéenne, délimitée de la dernière par la faille nord pyrénéenne, est constituée

principalement de roches du secondaire (métamorphisées au bord de la FNP) et de quelques massifs satellites granito-gneissiques et primaires.

La surrection continue des Pyrénées a permis l'action érosive des fleuves qui a fini par sculpter le socle même de cette montagne déposant en contre bas des bassins versants le résultat de cette érosion. Les phénomènes de surrection et des cycles climatiques ont permis, lors du Quaternaire, de déposer dans la plaine une succession de nappes alluviales qui est extrêmement bien définie dans le bassin versant de la Têt.

Les Pyrénées-Orientales : les paysages et la géologie

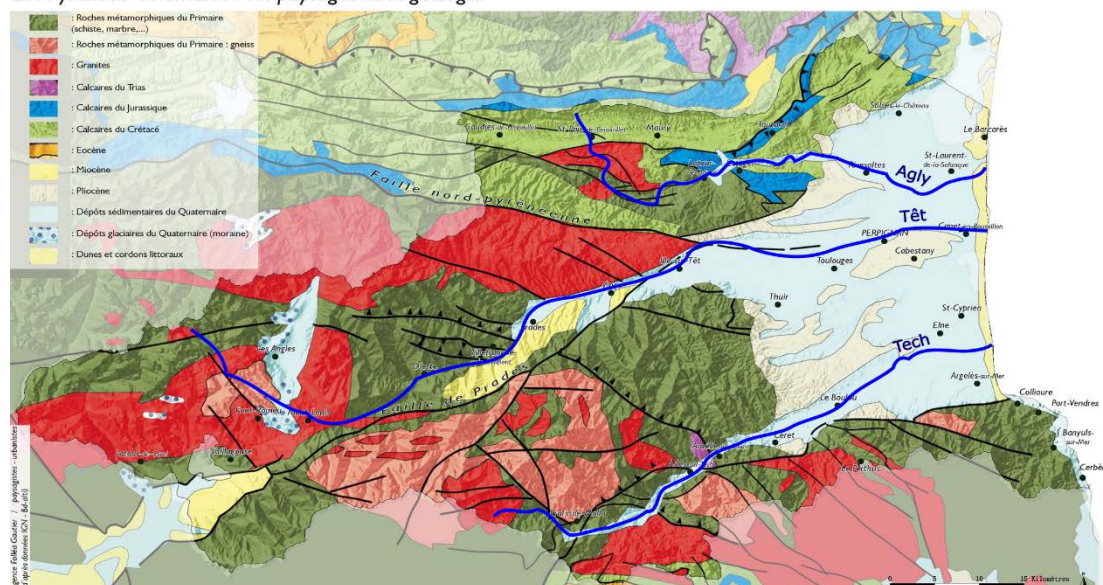


Figure 8 - Carte géologique de la région des Pyrénées-Orientales (d'après le site internet de l'Atlas des paysages du Languedoc-Roussillon)

B) Le bassin versant de la Têt actuelle :

Cette dernière prend actuellement sa source dans lac de la Bouillouses qui est encastré dans un grand noyau gneissique précambrien et lui-même englobé, au niveau de Mont-Louis, d'une série de granites calco-alkalins et de granodiorites du socle hercynien. Son trajet, après Mont-Louis, est canalisé par une faille d'orientation SWW/NEE. Elle passe ainsi sur tout le socle paléozoïque de la zone axiale qui est formé de quelques massifs calcaires, marneux (synclinorium de Villefranche) et de schistes souvent métamorphisés (série de Carnaveille). Une multitude d'affluents délivrent à la Têt des orthogneiss « oeillés », des granites à biotites représentés sur la majeure partie du massif du Canigou.

Sur la rive droite de la Têt, un peu avant Villefranche-de-Conflent et jusqu'à Vinça, de grands dépôts Miocène sont encore présents et sont incisés par quelques affluents. C'est à ce même endroit qu'on peut commencer à observer les dépôts quaternaires des terrasses alluviales reposant, pour les plus hautes, en discordance sur le Miocène (Prades) puis sur le Pliocène (Vinça). A ce niveau, la Têt est encore confinée dans un couloir fixé sur la rive gauche par des massifs granitiques, pour enfin s'ouvrir à la plaine vers Rodès.

Elle va être par la suite guidée selon la faille d'Ille-sur-Têt (NE/SW) puis, plus loin, par des linéaments (profonds). La plaine est organisée, sur la rive gauche, par un étagement de

nappes alluviales très bien défini en passant par les terrasses les plus anciennes (en paquets disséqués) jusqu'aux très récentes (en nappe). Sur la rive droite, ce sont les basses terrasses qui sont dominantes jusqu'à Perpignan, puis à leur tour, les hautes et moyennes terrasses sur le substrat Pliocène. La pétrographie de ces différentes nappes provient de tout ce que les massifs ont pu lui apporter. Par, les gneiss « oeilés » du Canigou sont très faciles à identifier et sont présents dans les différents niveaux.

III) Etat des connaissances :

Les terrasses alluviales de la Têt sont depuis très longtemps connues. Durant deux siècles, des auteurs variés ont travaillé sur la région en intégrant ce système de terrasse comme une composante majeure de la plaine du Roussillon. Chacun a apporté son lot de données et de connaissances à travers différents domaines dans le but de parfois compléter les observations des uns et des autres sur la géologie du régolithe et les placer dans un contexte plus vaste.

A) Aspect géométrique :

Depéret (1885) a été le premier à observer ce système dont il a pu séparer en trois grands niveaux de terrasses par rapport à leur hauteur relative du lit actuel :

- Un niveau inférieur compris entre 6 et 4 m : al-a
- Un niveau moyen compris entre 20 et 15 m : al-b
- Un niveau supérieur compris entre 35 et 30 m : al-c

Monaco (1971) a discerné des niveaux alluviaux sur le plateau continental du golfe du Lion par des forages en profondeur. Ces données ont permis de conclure que les basses terrasses retrouvées dans les carottages se soient mise en place lors d'une phase froide des cycles climatiques car elles raccordent directement à un bas niveau marin. Par conséquent, on peut en déduire que le dépôt de ces nappes est contraint par le facteur climatique non eustatique.

Calvet (1994) et Giret (1995 ; 1993-1996) apportent à la géométrie des terrasses de la Têt, mais aussi des différents bassins versants de l'Agly, du Réart et du Tech, des jeux de données cartographiques et altimétriques. Le premier, à travers de multiples observations géomorphologiques dont la subsidence du bassin, propose que la néotectonique quaternaire a énormément œuvré dans la mise en place actuelle des différents niveaux de terrasse. Un élément des plus intéressants est la subdivision de la terrasse moyenne T3 en trois sous-nappes par le travail de la tectonique. Ces niveaux sont fondamentalement liés par leurs altérations indistinctes alors qu'ils possèdent un décalage dans leurs altitudes relatives de juste quelques mètres. Giret précise cette idée à travers une analyse morphométrique en travaillant sur les altitudes des niveaux de terrasse les plus étendus en fonction de la distance de l'estuaire de la Têt. Il en a conclu à trois locus (à 32, 21 et 13 km de l'estuaire) où les altitudes « absolues » possèdent des points d'inflexion communs aux différentes terrasses (sauf 32 km) assimilable à une néotectonique de subsidence.

B) Aspect altérologique :

D'autres auteurs se sont efforcés d'établir une chronologie relative des différentes nappes alluviales en se fondant sur leur état d'altération. Pour cela, ils ont utilisé des critères colorimétriques, granulométriques, de résistance physique brute instantanée, de pétrographie différentielle, etc...L'altération étant un phénomène continu dans le temps, plus un niveau présente un état d'altération avancé, plus la nappe est censée être ancienne.

Collina-Girard (1975) dans sa thèse a étudié les différences **de rubéfaction des quartz** entre les niveaux. Pour cela, il a créé une échelle regroupant le type de patines et leurs couleurs (8 niveaux) observables à l'œil nu. Brièvement, il a subdivisé l'échelle en quatre couleurs de patines (« safran », orange voilé, orange mate, et rouge) dont il a subdivisé chaque catégorie par l'emprise/la profondeur de la patine sur le galet. Il affirme que la distinction entre les différents niveaux de terrasse est très claire via ce critère sauf pour « Mas Ferréol » (T5) qui ne possède presque aucun quartz rougeâtre qu'il reporte à une perte de patine secondaire. Un autre critère est développé, c'est la **pétrographie des galets** des nappes. Il identifie la proportion de la nature des différents galets dans la masse alluviale entre les quartz, les granitoïdes, les gneiss et les schistes. Il en arrive au même résultat que la colorimétrie, il constate une augmentation progressive de quartz des basses jusqu'aux hautes terrasses. Debals (1998) a fait cette expérience mais en utilisant que cinq catégories descriptives.

Calvet (1994) a analysé la **granulométrie des fines** (< 2 mm) par sédimentométrie et distingue un enrichissement progressif des colloïdes (particules minérales et organiques < 2 µm) au fur et à mesure des niveaux plus anciens. Il a ensuite étudié la **néoformation des minéraux argileux** dans les matrices des nappes, il est ressorti un gradient positif de la concentration de kaolinite et de l'halloysite avec l'ancienneté des terrasses. Comme Collina-Girard, il a **quantifié les quartz** dans la masse et en surface par comptage dont le rapport s'avère être un excellent critère pour qualifier l'ancienneté de la terrasse. Il a par la suite essayé de quantifier la **résistance physique** des galets de pétrographie différente en utilisant un marteau et une échelle type C.D. Ollier. Il a défini quatre catégories qui se sont avérées très utiles pour différencier les terrasses : sain, fragile, pulvérulent et fantôme. En présentant un rapport des galets sains sur les galets fantômes, un gradient est facilement identifiable entre les différents niveaux avec bien sûr un nombre plus important de galets fantômes dans les terrasses supérieurs. Un dernier critère a été utilisé par Calvet, **le rapport du fer « libre » sur le fer total** qui implique l'état d'oxydation de la nappe. Sur ces terrasses, les rapports calculés ne sont pas particulièrement significatif entre les terrasses (T3>T4 et T5 et T2=T4).

Debals (1998) dans sa thèse a utilisé des critères comparables à ceux mobilisés par Calvet (granulométrie des fines mais par diffraction laser, minéralogie des argiles, pétrographie) et par Collina-Girard (colorimétrie des quartz, pétrographie). Dans le cas de la qualification de la **rubéfaction des quartz**, il se distingue de Collina-Girard par son échelle qu'il limite à 5 couleurs : blanc, jaune, orange, rose et rouge. Il en vient à la même conclusion que ce dernier. De la même manière, la **pétrographie** des galets situés dans la masse ont été

notés et quantifiés. Les concentrations en quartz évoluent avec l'ancienneté de la nappe. La **granulométrie des fines** par diffractométrie laser à sec et sans traitement chimique permet d'observer un enrichissement progressif en argile, et de manière plus générale en matière fine (limons) des basses aux hautes terrasses. Enfin, une étude **minéralogique des argiles** dans des échantillons matriciels approuve la croissance progressive de la kaolinite, une argile caractéristique de l'altération, et de la largeur des pics DRX associés, signalant une mauvaise cristallisation (altération) des minéraux, mais aussi une diminution de l'illite, une argile feuilletée fragile, dans les anciennes terrasses par rapport aux plus récentes.

Lors du mémoire de 2015, nous avons utilisés les deux derniers critères (**minéralogie des argiles** et **granulométrie des fines**). Dans le premier caractère, nous avons trouvé une concentration en kaolinite stable sur toutes les terrasses, et un enrichissement progressif jusqu'à T4 en illite. Pour la granulométrie, nous avons modifié le protocole de Debals en appliquant des micro-ondes durant quelques minutes pour la défloculation des agrégats secs. Les résultats montrent une tendance à l'enrichissement des particules < 10 µm en fonction de l'ancienneté avec une exception sur T3 qui est plus concentrée que T5. Les résultats des auteurs précédents ayant utilisés ces aspects sont différents des miens mais cela est explicable par le peu d'échantillon ayant été analysés (en moyenne 3 échantillons par terrasse) dans le cadre d'un mémoire.

Les données délivrées par les différents auteurs ont été reprises dans un tableau regroupant les différents critères altérologiques utilisés, la méthode des auteurs et leurs données. (Tab. 1).

C) Aspect archéologique :

De Lumley (1969) et Collina-Girard (1975) ont étudié des outils taillés par l'homme découverts dans les différents niveaux de terrasses. Il en ressort trois séries d'industrie archaïque : une à la fin du Günz, les deux autres au début et à la fin du Mindel.

	Niveau de terrasse				
	T1	T2	T3	T4	T5
Caractère altérologique en fonction des auteurs (et remarques)	Granulométrie des fines (< 2 mm) (%)				
Calvet (colloïdes) par sédimentométrie	4	11	16	20	18
Debals (argiles +limons) par diffraction laser à sec sans traitement	3 17	7 29	7 31	5 31	5 31
Manel (< 10 µm < 40 µm) par diffraction laser à sec avec micro-ondes	26 55	N.M.	36 64	30 58	36 69
Minéraux argileux (%)					
Calculés à partir d'une méthode semi-quantitative (valeur indicative)					
Calvet (kaolinite+halloysite)	17	16	25	28	33
Debals (illite kaolinite)	53 31	58 30	51 35	41 49	35 45
Manel (illite kaolinite)	12 59 (1 sample)	N.M.	24 46	31 45	24 48
Galets de quartz (%)					
Calvet (dans la masse en surface)	13 -	14 35	23 82	23 100	27 100
Debals (dans la masse)	18	15	24	33	39
Collina-Girard (dans la masse)	N.S.	N.S.	34	46	35
Coloration du quartz (rouge) (%)					
Debals	4	1	15	36	21
Collina-Girard	N.S.	5	17	53	6
Rapport fer total/fer libre (%)					
Calvet	25	30	48	30	40
Altération des galets (%)					
Calvet (sain fantôme)	58 1	15 3	12 8	8 23	7 36

Tableau 1 - Tableau de synthèse regroupant les données des différents caractères altérologiques étudiés par les auteurs (N.M. : non mesuré et N.S. : non spécifié)

D) Datation absolue :

Quelques-uns de ces auteurs ont pris l'initiative de dater précisément ces différents niveaux de terrasse tout comme nous l'avons fait dans le cadre de ce travail à partir de méthode RPE sur quartz blanchis et de profils verticaux en utilisant le beryllium 10 produit *in situ*.

A partir des forages obtenus, Monaco (1971) a daté par ^{14}C sur des coquilles de gastéropodes la très basse terrasse (T1) à 18,9 ka la plaçant au début du Tardiglaciaire.

Debals (1998) a essayé de dater par paléomagnétisme les hautes et moyennes terrasses. Cette méthode fondée sur les inversions du champ magnétique terrestre au cours du temps et la capacité des différents minéraux ferromagnétiques d'enregistrer la direction et l'intensité du champ magnétique lors de leur dépôt. Les terrasses moyennes sont donc placées après la limite Brunhes/Matuyama (780 ka). Les résultats de ses analyses pour les hautes terrasses (Plane d'en Bourgat (T4) et Mas Ferréol (T5)) ne donnent rien de significatif et par conséquent ne peuvent pas être attribuée à une période positive ou négative. Mais, l'auteur se base sur la datation par la méthode ESR sur quartz blanchi de la très haute terrasse (hauteur relative entre 10 et 30 m) (Fig. 10 A : notée Fu) du Verdoube à 930 ± 130 ka réalisée par Laaraich (1996) qu'il associe chronologiquement au dépôt de la très haute terrasse dans le bassin versant de la Têt. Ainsi, il place le niveau T4 avant T5 entre 780 et 930 ka. On doit remarquer qu'il ne propose pas la possibilité qu'elle se soit déposée après la limite B/M (d'après ses résultats une série d'échantillon est positive, mais une autre est négative). Il est impossible de savoir précisément mais le degré d'altération marquant T4 et T5 est visible mais pas autant marqué qu'entre T3 et T4. Il est donc acceptable de placer chronologiquement T4 relativement proche de T5.

Par ailleurs, Giresse & Martzluff (2015) ont très récemment daté entre 30 et 60 ka la moyenne terrasse (Fig. 9 A : Fya – B : Fxb) du Verdoube par ^{14}C inorganique dans le ciment calcaire préservant les alluvions. Cette nappe se serait cimentée très rapidement après son dépôt et pour que cela se fasse, le climat nécessite d'être chaud et humide, idéalement le MIS 3.

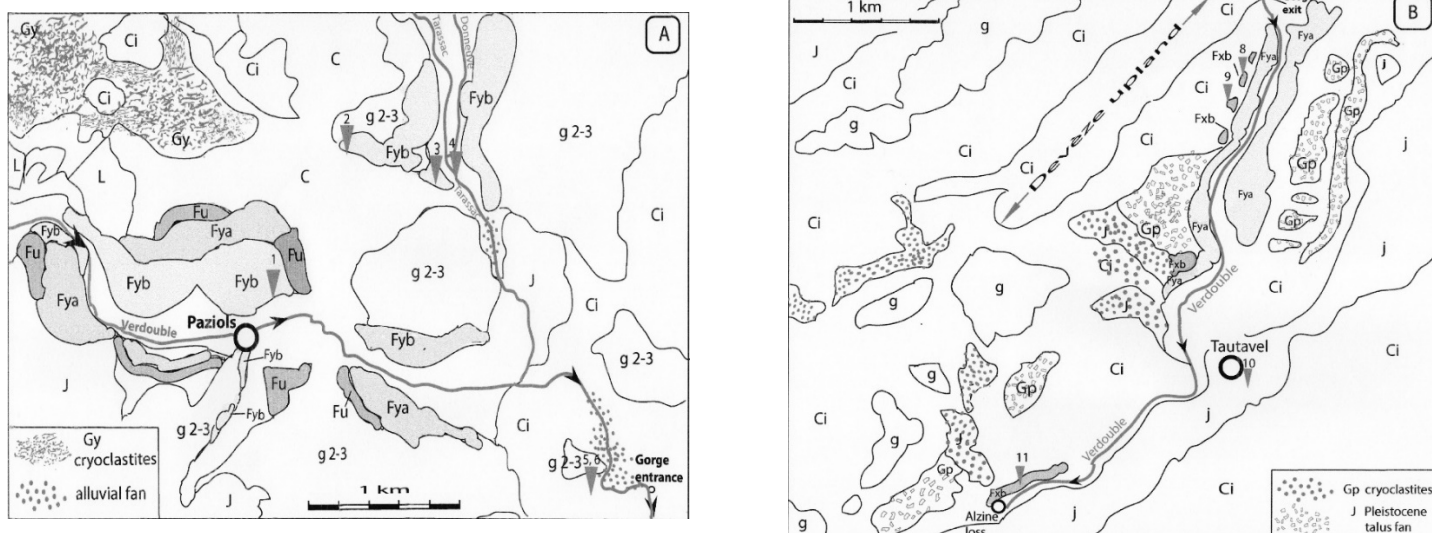


Figure 9 - A - Carte géologique (Paziols) de Tuchan au 50.000 avec Fu : la haute terrasse, Fya : la moyenne terrasse et Fyb : la basse terrasse – B – Carte géologique (Tautavel) de Rivesaltes au 50.000 avec Fxb : la moyenne terrasse et Fya : la basse terrasse (d'après Giresse & Martzluff, 2015)

IV) Présentation du système de nappes alluviales de la Têt

A) Cartographie des terrasses alluviales :

Le projet RGF (Référentiel Géologique de la France) des Pyrénées organisé par le BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières) a commencé en 2013 et est censé se finir en 2018. L'objectif principal de ce projet est d'assembler les cartes géologiques existantes. En effet, quelques ensembles de cartes datent déjà d'environ 30 ans et ont été dessinées par des auteurs possédant les connaissances de leurs époques, or ce savoir a évolué depuis ce qui implique une révisions des cartes géologiques. Le second objectif est l'harmonisation ses cartes c'est-à-dire d'établir une nomenclature commune grâce à une compilation des nombreuses légendes. Le projet RGF Pyrénées tient aussi à mettre en place la communion de toutes les données de terrain (affleurement, photos...), d'analyses (granulométrie, minéralogie...) et de datations depuis ces vingt dernières années pour en faciliter la recherche et l'exploitation dans les différents thèmes et disciplines de recherche. L'ultime but est pouvoir passer d'une exploitation 3D (modélisations à partir de données) qui est déjà fréquemment produit à une exploitation 4D en incluant le temps pour obtenir des visualisations évènementielles.

Ce mémoire se place dans la partie régolithique allochtone du RGF Pyrénées qui est l'ensemble du matériel continental quaternaire érodé, transporté et déposé couvrant les substrats rocheux sains et durs du bassin versant de la Têt.

Comme exposé plus haut, certaines cartes sont dépassées ; or les cartes géologiques au 50 000 de Perpignan (n°1091) et de Rivesaltes (n°1090) datent respectivement de 1988 et 1993. Le système de terrasse de la Têt a connu depuis un renouveau bibliographique (voir chapitre 2 – III). L'assemblage en mosaïque des cartes géologiques de la plaine du Roussillon (Fig. 10 gauche) montre différents types de problèmes entre les cartes, on les soulignera par des exemples :

- Nomenclature différente sur un même niveau (Fig. 10 droite et 11 ronds rouges et jaunes)
- Nomenclature différente pour une même génération de terrasse (T3) (Fig. 10 ronds bleus)
- Discordance d'une limite de nappe entre deux feuilles (Fig. 11 ronds violets)

Le tableau 2 synthétise les nomenclatures des diverses nappes en fonction des différentes feuilles géologiques.

Pour résoudre ces différents types de problèmes, il est donc intéressant de partager les nomenclatures entre ces différentes cartes. Les cartes de Céret et d'Argelès ont été rééditées très récemment (2015) et la partie quaternaire a été travaillée par Calvet. Ce dernier a utilisé les hauteurs relatives et le critère altérologique, il est donc judicieux d'utiliser les mêmes outils. On utilisera la nomenclature d'Argelès dans ce travail. De plus, son expérience de terrain nous a permis d'obtenir des informations capitales pour les arrangements de la cartographie des terrasses du Roussillon.

A partir de ces critères de raisonnement et des fonds topographiques de la région au 25 000, on peut alors proposer une cartographie des terrasses de la plaine du Roussillon (Agly, Têt et Nord Réart) (Fig. 12)



Figure 10 – à gauche : Assemblage des cartes géologiques au 50 000 de Perpignan (1091) (NE), Rivesaltes (1090) (NW), Céret (1096) (SW) et Argelès (1097) (SE) (source BRGM) – rectangle rouge : zoom figure X et rectangle jaune : zoom figure Y / à droite Exemple d'incidents à la transition des cartes de Perpignan (E) et Rivesaltes (W) entre T3 moyen et T3 inférieur (la limite est tracée en noir). Ronds rouges : Fx2 et Fxb2 pour T3 moyen (même nappe)- Ronds jaunes : Fya et Fy1 pour T3 inférieur (même nappe)- Ronds bleus : Fx pour T3 moyen et Fy pour T3 inf (même génération)

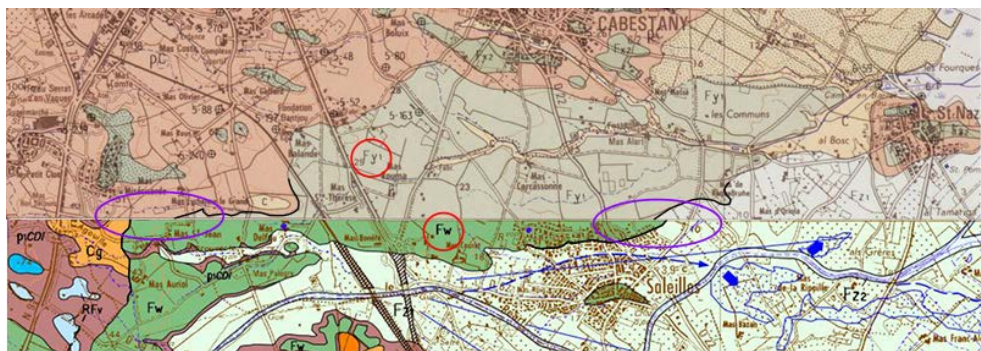


Figure 11 - Exemple d'erreurs à la transition des cartes de Perpignan (N) et d'Argelès (S) entre une même nappe T3 - ronds violets : erreurs de limite de la nappe T3 - ronds rouges : Fy1 et Fw pour T3 (même niveau)

Stratigraphie (Calvet, 1994)	Chronologie	1090 Rivesaltes	1091 Perpignan	1096 Céret	1097 Argelès-sur-Mer
T5	Quaternaire ancien	Fw	Fx1	Fu-p	Fu-p
				Fu	Fu

T4	Quaternaire moyen-ancien	Fxa	Fx2	Fv	Fv
T3	Quaternaire moyen	Fxb1	Fy1 (<i>Réart</i>)	Fw3	Fw2
		Fxb2	Fx2	Fw2	
			Fy1	Fw1	Fw1
T2	Quaternaire moyen-récent	Fya	Fy2	Fx	Fx
T1	Quaternaire récent	Fyb	Fy2	Fy1	Fy1
				Fy2	Fy2
T0	Holocène	Fza	Fz1	Fz1	Fz1
		Fzb	Fz2	Fz2	Fz2

Tableau 2 - Tableau de corrélation des nappes alluviales en fonction des différentes feuilles géologiques et associée à la nomenclature de Calvet, 1994

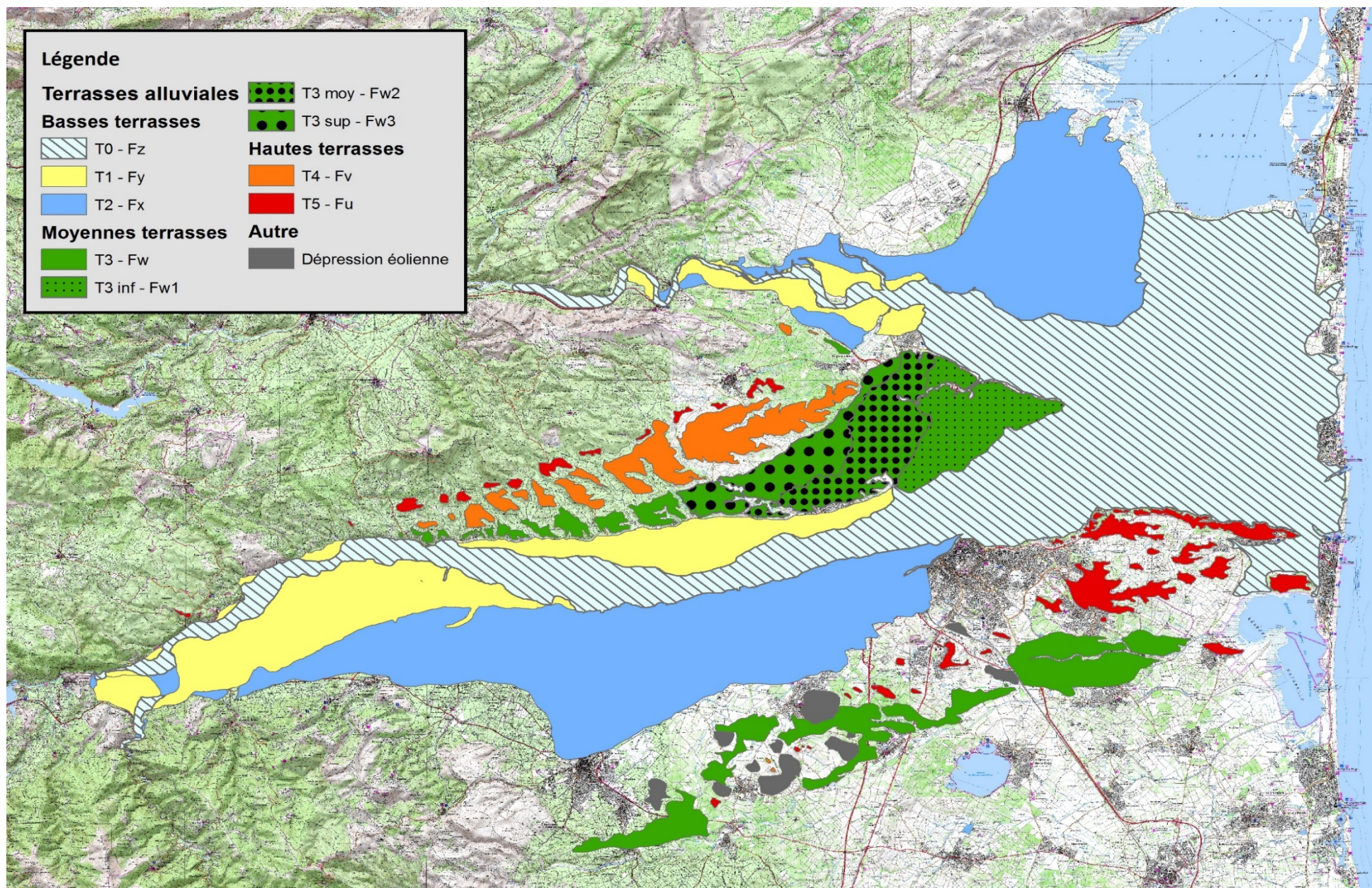


Figure 12 - Carte des terrasses alluviales de la Têt, de l'Agly et du Nord du Réa

B) Description des terrasses :

1) Les basses terrasses :

a) T1 – Pezilla :

Le niveau de T1 – Pezilla (photo 2 – a), Ille-sur-Têt, s'étend sur la rive droite à l'intérieur du virage de la Têt un peu avant Ille-sur-Têt jusqu'après Millas et sur la rive gauche sur l'intérieur du virage suivant, c'est-à-dire étiré de Corneilla la Rivière jusqu'au littoral à Sainte Marie (d'après les photos aérienne de la crue de 1942). La station de Pezilla est récente, un canal a été creusé pour se jeter dans la Têt laissant paraître un grand fossé (photo 2 - b) et des longues coupes (remaniées par l'activité humaine). L'altitude relative de cette terrasse est comprise entre 10 et 5 m au-dessus de la Têt actuelle d'amont en aval (Debals, 1998).

Ce niveau a une matrice de couleur brun-jaune foncé (7,5YR 4/4) (photo 1-a) d'une bonne homogénéité, légèrement grumeleuse et non colmatée par les argiles. Les galets sont de tailles hétérométriques sans lits particuliers mais surtout sans altération remarquable.

b) T2 – Escatllars :

Le niveau T2 – Escatllars, Thuir pour les autres auteurs, est situé uniquement sur la rive droite de la Têt commençant avec un petit lambeau (lieu-dit : les Escatllars) imbriqué dans T1 entre Rodés et Ille-sur-Têt puis la terrasse s'étend du sud d'Ille-sur-Têt en longeant le massif des Aspres jusqu'au nord de Thuir pour finir à l'ouest de Perpignan (formation triangulaire). Ce niveau se situe entre 20 et 10 m de hauteur par rapport à la rivière. (Debals, 1998). Dans les environs de Perpignan, cette terrasse vient confondre avec T1

L'altération de cette terrasse est déjà visible par la couleur commençant doucement à devenir orangée. Les galets sont en général cohérents mais on observe fréquemment des gneiss et des granites en voie de désolidarisation ce qui indique que cette terrasse a déjà subi une pédogénèse depuis un certain temps.

2) Les moyennes terrasses :

Ces terrasses se retrouvent sous forme de lanières disséquées par des ruisseaux les incisant principalement lors des périodes de crues ou de précipitation intense. Ils cisailent toute les nappes dans la partie est de la rive gauche de la Têt les unes après les autres provoquant des ravinements très utiles à l'observation de coupes. Ces lanières s'observent sur la rive gauche de la Têt au Nord de Corneilla jusqu'au nord de Bompas. La démultiplication est relativement facile à identifier à partir d'une carte sur le dernier segment entre Saint-Estève et Bompas avec un talus peu pentu.

La T3 sup – 4 Chemins surplombe les deux autres sous parties de T3 qui sont T3 moy/sup – Corneilla, T3 moy – Couragade et T3 moy/inf – Llabanère. Chacun de ces niveaux possède une altimétrie qui lui est propre, ce qui a permis de les subdiviser et d'en identifier la cause (Calvet, 1994 ; Giret, 1995). La plus haute, Butte du Four pour les auteurs précédents, d'altitude relative par rapport à la rivière est comprise entre 50 et 15 m, la suivante – Llabanère - entre 20 et 10 m et la dernière – Pia – entre 10 et 5 m. (Debals, 1998)

Ces terrasses (Photo 3 – b et 4 – a) sont bien distinguées par leurs altitudes respectives mais à priori leur état d'altération se ressemble, se plaçant bien comme un intermédiaire entre les basses terrasses pas ou peu rubéfiées et les hautes terrasses très sensiblement caractérisées par un état très avancé. Une grande partie des granites et gneiss sont dans un état pulvérulent se désolidarisant minéral par minéral. Les quartz commencent à se patiner et des marques d'éolisation sont bien visibles. La fraction colloïdale importante est bien notée par la structure polyédrique de la matrice. (Photo 3 – a et 4 - d)

3) Les hautes terrasses :

a) T4 – Campeils et Peyrestortes :

Ce niveau de terrasse est présent sur la rive gauche de la Têt à partir d'Ille sur Têt jusque Peyrestortes. Sa hauteur relative par rapport au cours d'eau est comprise entre 75 et 50 m (Debals, 1998). Les lambeaux le constituant sont bien érodés et leur surface est bien inférieure à celles du groupe de T3.

Les photos 5 – a et c témoignent de la rubéfaction intense par un bariolage important des horizons Bt avec des couleurs très vives : rouge, rouge brun, orange virant au rouge. On remarque une composition pétrographique de moins en moins variée du fait que les granites, gneiss et autre granitoïdes se retrouvent émiettés graduellement à la matrice augmentant la proportion de galets de quartz dans la nappe exposées à une altération très avancée (photo 5 - b). On voit aussi que la morphologie des galets est bien différente de celle des galets des terrasses sous-jacentes (photo 5 - c) avec une hétérométrie plus accentuée par la taille pluri décimétrique des blocs présent dans la nappe.

b) T5 – Canet :

Cette terrasse est présente sur la rive gauche de la Têt bordant le massif du Força Real sous forme de lanières extrêmement érodées et sur la rive droite entre Perpignan et Canet. Le plan de la terrasse et sa rupture de pente ne sont presque plus discernables, les bords des lambeaux sont floutés sauf aux endroits franchement incisés par les thalwegs. Sa hauteur relative comprise entre 100 et 15 m selon qu'on est à l'amont ou à l'aval (Debals, 1998) est la plus haute de toutes.

La coupe de Canet (photo 1 – a) est celle la plus proche de l'embouchure pour T5 qu'on ait observé. La granulométrie des galets déjà très réduite, mais leur altération (photo 1 – b) est très comparable à celle de T4, une structure presque poreuse les transformant en poussière lorsque de faibles contraintes sont exercées sur eux. Les couches superficielles autour d'eux sont d'une couleur vive témoignant de la présence important d'oxydes de fer et d'argiles. Nous sommes là à une étape ultime de pédogénèse.



a



b

Photo 1 - Coupe de T5 – Canet, lit basal matriciel et lit à galet au-dessus b – Granite pulvérulent enrobé d’une couche de couleur rouge brun intense (T5 – Canet)
(Photos de Christian PERRENOUD)



a



b

Photo 2 - a - coupe de la terrasse de Pezilla-la-Rivière b – canal reliant à la Têt (photos de Christian PERRENOUD)



a



b

Photo 3 - a - coupe de T3 inf/moy – Llabanère avec polyèdres matriciels visibles b – coupe de T3 moy – Couragade, horizon A évident (gris) (Photos de Christian PERRENOUD)



a



b

Photo 4 - a – coupe de T3 moy/sup – Corneilla, niveau Pliocène surmonté de la nappe alluviale d – coupe de T3 sup – 4 Chemins, agrégats polyédriques (Photos de Christian PERRENOUD)



a



b



c

Photo 5 - a – Coupe de T4 – Peyrestortes avec un très beau bariolage hydromorphique b – Quartz fragmenté (T4 – Peyrestortes) et oxydes de fer présent dans les fissures c – Coupe de T4 – Campeils, galets de taille importante (Photos de Christian PERRENOUD)

Chapitre 3 – Datation par Résonance de Spin Electronique de quartz d'origine fluviatile

Le phénomène de Résonance de Spin Électronique (RPE (*fr*) / ESR (*en*)) fut découvert par Zavoisky en 1945. Cette méthode est initialement et encore fréquemment utilisée dans des domaines comme la physique du solide, la cristallographie, la chimie et même la biologie. Il a fallu attendre la fin des années 1960 pour que cet outil soit appliqué à la géochronologie (Zeller *et al*, 1967) grâce aux travaux du chercheur japonais Motoji Ikeya notamment sur des calcites de stalactites (Ikeya, 1975). Depuis, de nombreuses recherches ont porté sur des échantillons de nature différentes: les cristaux d'apatite contenus dans les dents et les os fossiles (Yokoyama *et al*, 1981 ; Schwarcz, 1985 ; Grün *et al*, 1988 ; Bahain *et al*, 2015), de carbonates (Ikeya, 1978 ; Bahain, 1993, 1995), de quartz fluviatiles (Bahain *et al*, 2002 ; Voinchet, 2002), de quartz de faille (Ikeya *et al*, 1982), de quartz chauffés (Monnier *et al*, 1994)...

I) Principe général :

La méthode de datation RPE se base sur la délocalisation d'électrons par le biais de la radioactivité naturelle ambiante et l'accumulation au cours du temps de ces électrons dans des défauts ou impuretés du système cristallin. En effet, les minéraux sont constamment soumis à des radiations émises par des radioéléments, notamment ceux des séries de décroissance de l'uranium 238, de l'uranium 235 et du thorium 232 ainsi que le potassium 40. Ces isotopes radioactifs produisent, lors de leur désintégration, des rayonnements énergétiques de type α , β et γ qui vont désappairer les électrons des atomes environnants (ionisation). Or, il se trouve que les cristaux ont toujours des défauts structuraux (traces de fission, dislocations, lacunes ...) ou des impuretés chimiques (substitution d'atome ...) possédant des caractéristiques magnétiques qui permettent à ces électrons non appariés de venir s'y piéger.

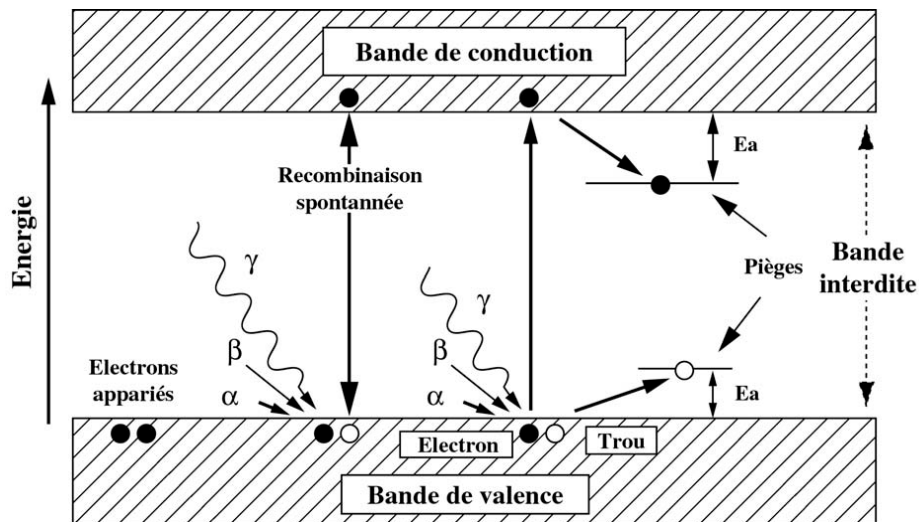


Figure 13 Théorie des bandes : modèle adapté à l'ESR d'après Ikeya (1978)

Pour schématiser ce phénomène, en physique du solide, on utilise pour décrire le phénomène le modèle des bandes (Fig. 13) dans lequel on discerne :

- la bande de valence
- la bande de conduction
- la bande interdite

Un électron excité par des rayonnements énergétiques ionisants peut sortir de la bande de valence en laissant un « trou » pour passer dans la bande de conduction. En général, par rétroaction, les électrons se recombinent spontanément. Or, les défauts structuraux et les impuretés du cristal créent de nouveaux niveaux énergétiques à l'intérieur de la bande interdite ce qui peut entraîner le piégeage d'électrons célibataires. Il est alors nécessaire pour ces électrons piégés d'acquies une énergie suffisante pour se libérer (énergie d'activation) et retourner dans l'une des bandes énergétiques autorisées.

Dans le cas où un piège a un niveau énergétique faible, la vidange de celui-ci se fait généralement rapidement en milieu naturel. Au contraire, si un piège a un niveau énergétique élevé, le vider nécessite un apport d'énergie important (chauffe ou tout phénomène modifiant la structure même du cristal). Autrement dit, plus un piège est « profond » (c'est-à-dire que son énergie d'activation est élevée), plus il nécessite d'énergie pour être vidé, plus le temps de résidence des électrons γ est long – des millions d'années et plus. Enfin, comme l'accumulation des électrons dans ces pièges est continue au cours du temps (jusqu'au moment où tous les pièges sont pleins, on parle de saturation) le nombre d'électron piégé est proportionnel à la dose totale de radiation qu'a reçu l'échantillon. La méthode ESR fait donc partie des techniques de datation par paléodosimétrie tout comme la thermoluminescence (TL) ou la luminescence stimulée optiquement (OSL)

A) Électron et magnétisme de l'atome:

L'électron est une particule élémentaire des atomes au même titre que les neutrons et protons. Ses caractéristiques élémentaires sont : une masse de $9.109 \cdot 10^{-31}$ kg, une charge électrique négative ($-1.602 \cdot 10^{-19}$ C) et un spin (mouvement d'autorotation dans un sens ou dans l'autre). Un électron possède aussi quatre paramètres quantiques qui situent sa position dans la structure de l'atome :

- n : le nombre quantique principal indique la couche électronique (énergie et taille de l'orbitale) sur laquelle se situe l'électron : $n=1 \rightarrow K$; $n=2 \rightarrow L$; ...
- l : le nombre quantique secondaire indique la sous-couche électronique (associé à n) (forme de l'orbitale) sur laquelle se situe l'électron ($l=2 \cdot n^2 \rightarrow$ nombre maximal d'électron sur la sous-couche) : $l=0 \rightarrow s$; $l=1 \rightarrow p$; ...
- m : le nombre quantique magnétique indique la case quantique (orientation de l'orbitale) où l'électron se trouve : m est compris entre $-l$ et $+l$.
- s : le nombre quantique de spin indique le sens de rotation de la particule sur elle-même : soit $\frac{1}{2}$ ou $-\frac{1}{2}$.

Une case quantique peut contenir au maximum deux électrons mais seulement de spins opposés, on dit alors qu'ils sont appariés. On note que si un atome n'a que des doublets d'électrons, son moment magnétique global (produit par la charge des électrons et de celle du noyau) est nul, on le dit diamagnétique. Au contraire, si un atome possède au moins un électron célibataire, son moment magnétique global sera non nul et l'atome est alors dit paramagnétique. Cette caractéristique est fondamentale à la méthode de datation.

B) La résonance de spin électronique :

Lorsqu'on place un échantillon paramagnétique dans un champ magnétique intense, les électrons non appariés vont s'organiser en deux états d'énergie, appelés aussi « niveaux Zeeman » :

- E_1 – niveau de basse énergie avec une direction parallèle au champ
- E_2 – niveau de haute énergie avec une direction antiparallèle au champ

La séparation entre ces deux états est proportionnelle à la valeur de l'intensité du champ magnétique induit.

$$\Delta E = E_2 - E_1 = g\beta H$$

- ΔE est la différence d'énergie entre les deux niveaux (en Joule)
- g est le facteur spectrométrique des électrons analysés (sans unité)
- $\beta = 0.927 \cdot 10^{-23} \text{ J.T}^{-1}$ – est la constante du magnéton de Bohr
- H est l'intensité du champ magnétique (en Tesla)

De plus, la distribution entre les niveaux E_1 et E_2 des électrons non appariés en fonctions de leurs moments magnétiques est régit par la loi de Boltzmann :

$$\frac{N_1}{N_2} = e^{\left(\frac{\Delta E}{kT}\right)}$$

- N_1 et N_2 sont le nombre d'électrons présents dans les niveaux respectifs E_1 et E_2
- $k = 1,38064852 \cdot 10^{-23} \text{ m}^2 \cdot \text{kg} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$ – est la constante de Boltzmann
- T est la température (en Kelvin)

Dans des conditions normales de mesure, la population N_2 est plus petite que la population N_1 .

C) Résonance et relaxation :

Lorsqu'on ajoute au champ magnétique H une source de micro-onde de fréquence ν perpendiculairement au champ induit, on obtient des transitions entre les niveaux Zeeman :

$$\Delta E = h\nu$$

$$\text{Ainsi : } \Delta E = h\nu = g\beta H$$

- $h = 6,62607004 \cdot 10^{-34} \text{ m}^2 \cdot \text{kg} \cdot \text{s}^{-1}$ – est la constante de Planck
- ν est la fréquence de la micro-onde (en Hertz)

Lorsque les conditions $h\nu = \Delta E$ sont remplies, il se produit un le phénomène d'inversion des spins des électrons célibataires, c'est la résonance. Les électrons vont alors passer d'un niveau à l'autre et dans les deux sens. Lors du passage de E_1 vers E_2 , il y a absorption d'une onde de fréquence ν , à l'inverse de E_2 à E_1 , on constate l'émission d'une onde de fréquence ν . Comme la population N_1 est plus grande que N_2 , on observe plus d'absorption que d'émission. On constate donc une absorption de l'énergie de la micro-onde, absorption qui est mesurable et dont la dérivée première constitue le spectre RPE (Fig. 14).

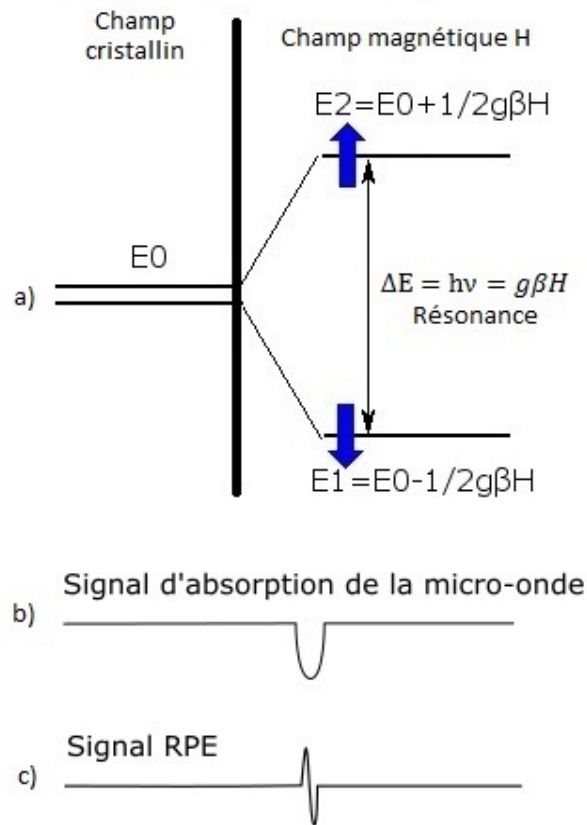


Figure 14 - Les niveaux Zeeman et le phénomène de résonance – a) Différenciation des niveaux Zeeman par le phénomène de résonance magnétique provoqué par une micro-onde de fréquence ν et d'un champ magnétique d'intensité H – b) Diminution de la puissance de la micro-onde absorbée au moment de la résonance, celle-ci est négative car l'effet d'absorption est supérieur à l'effet d'émission du fait de la population plus importante N_1 que N_2 – c) Le signal RPE est la dérivée première du signal d'absorption

D) Le spectromètre RPE :

Le dispositif est composé de plusieurs outils (Fig. 15) :

- Un générateur de micro-ondes (klystron) émettant des ondes à une fréquence fixe d'ordre centimétrique en direction de l'échantillon
- Un électro aimant composé de deux bobines séparées par la cavité porte-échantillon. Lors de la mesure, il permet de faire varier l'intensité du champ magnétique de manière linéaire.
- Un dispositif de détection constitué d'un cristal par lequel passe un courant électrique qui est modifié lors du phénomène d'absorption. Le signal est amplifié par la superposition d'un champ magnétique oscillant de faible intensité au champ général dans le but être observable. Ce signal modulé et en résulte le signal RPE. Il est ensuite enregistré par un ordinateur pour pouvoir être traité ultérieurement.

Il est important que la fréquence de la micro-onde soit assez forte pour détecter les pièges, mais ne doit pas dépasser un certain seuil où les centres paramagnétiques ne seront pas observables (saturation)

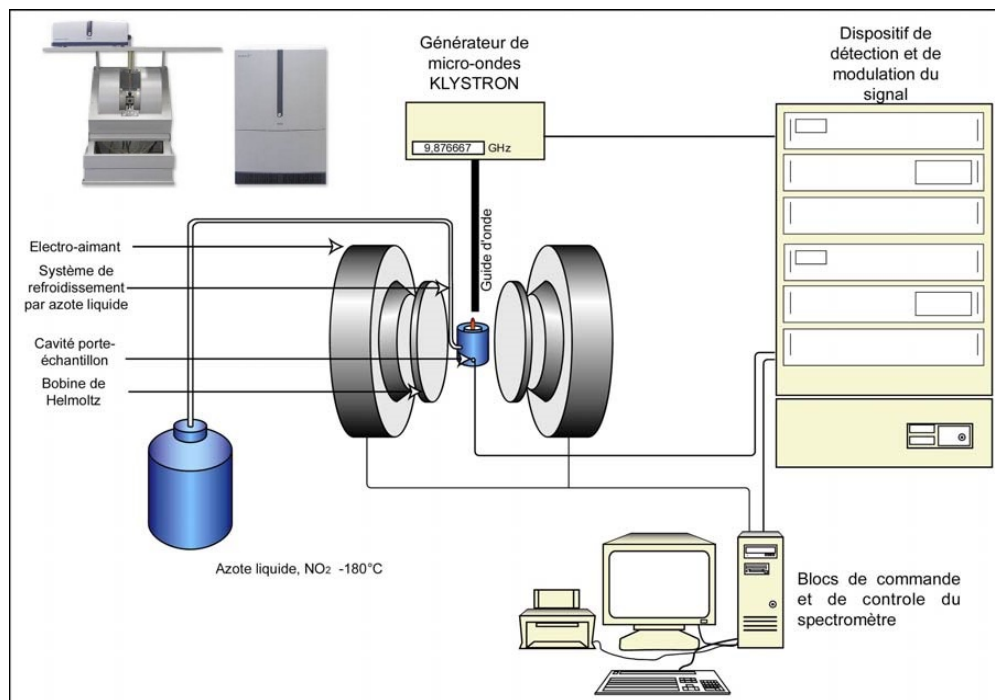


Figure 15 - Schéma (Voinchet, 2002) et photo (EMXplus Bruker®) d'un spectromètre RPE

E) Le spectre RPE :

Une fois le signal RPE enregistré, on obtient un spectre (Fig. 16) avec des pics d'absorptions. Chaque pic, a une valeur g unique et représente les caractéristiques du centre-piège analysés. Les valeurs de g représentent les caractéristiques des centres analysés de l'échantillon en fonction de ν (unique). Ainsi, le facteur g est calculable à partir de l'équation suivante :

$$g = \frac{h\nu}{\mu\beta}$$

- g est le facteur spectrométrique
- $h = 6,62607004 \cdot 10^{-34} \text{ m}^2 \cdot \text{kg} \cdot \text{s}^{-1}$ – est la constante de Planck
- ν est la fréquence de la micro-onde (en Hertz)
- μ est le spin de l'électron
- $\beta = 0.927 \cdot 10^{-23} \text{ J} \cdot \text{T}^{-1}$ – est la constante du magnéton de Bohr

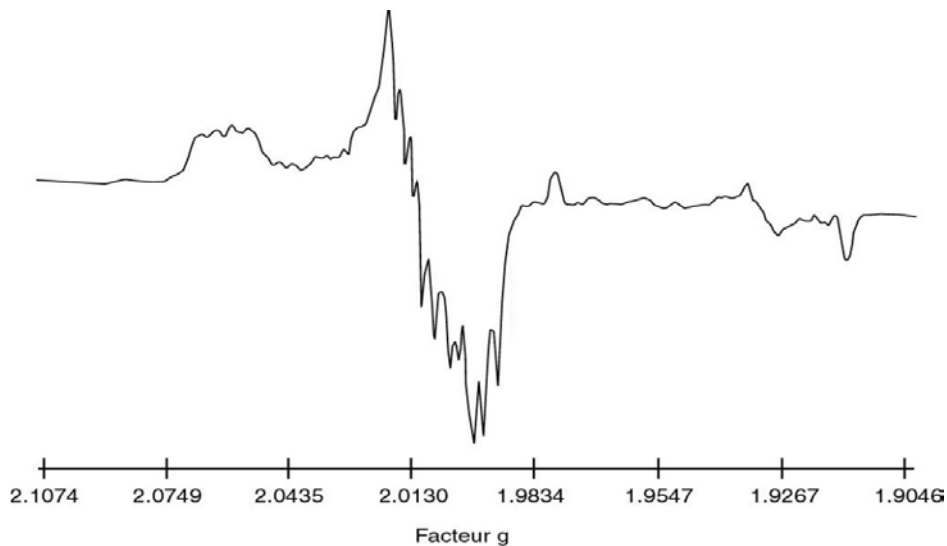


Figure 16 - Exemple de spectre RPE de quartz pur

Un spectre RPE est donc composé de plusieurs raies discriminant directement les centres paramagnétiques constituant le minéral. Ce dernier est constitué de différents ions et atomes formant un champ électrostatique, appelé « champ cristallin », qui affecte les ions paramagnétiques. Les perturbations occasionnées par le champ interne au sein du cristal sont directement induites par la position dans l'espace des atomes le composant.

Quand le centre paramagnétique se trouve dans un réseau à symétrie cubique (3 axes de même longueur), le facteur g indiquera un pic unique dit isotrope. Au contraire, si le centre est situé dans un réseau possédant une symétrie axiale (2 axes de même longueur) ou orthorhombique (aucun axe de même longueur), ils posséderont respectivement 2 et 3 pics pour le même site. Le signal est alors dit anisotrope. (Fig. 17)

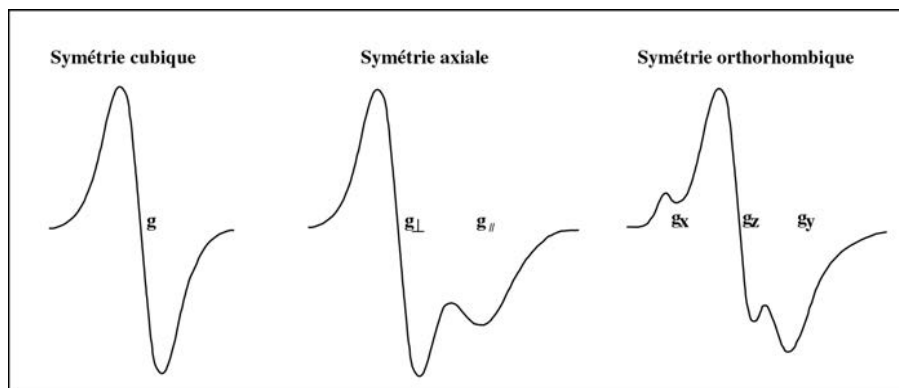


Figure 17 - Effets de l'anisotropie du champ cristallin sur un spectre de poudre selon la symétrie locale du centre

Certains ions paramagnétiques possèdent plusieurs électrons célibataires, leurs spins et leurs moments orbitaux entraînent alors (dans le cas d'une symétrie non cubique) la mise en place de niveaux d'énergies même en l'absence de champ externe. Si on applique un champ externe, cette configuration entraîne la formation d'une structure spécifique dit structure fine. Sur le signal RPE, on observera de ce fait $2S$ raies (S est le spin électronique de l'ion paramagnétique).

Il est aussi possible que les noyaux des ions paramagnétiques possèdent un spin nucléaire I qui peut, en créant un champ magnétique particulier, interagir avec les spins des électrons. Ce phénomène va provoquer une nouvelle division des niveaux d'énergies appelée structure hyperfine. Sur le signal RPE, on identifiera alors $2I+1$ raies (Fig. 18). Lorsque les électrons célibataires interagissent non pas avec le noyau de leur atome, mais avec le noyau d'autres atomes qui ont des spins nucléaires non nuls, on se trouve dans le cas d'une structure superhyperfine (Fig. 20 : centre titane H^+ , Li^+ , Na^+).

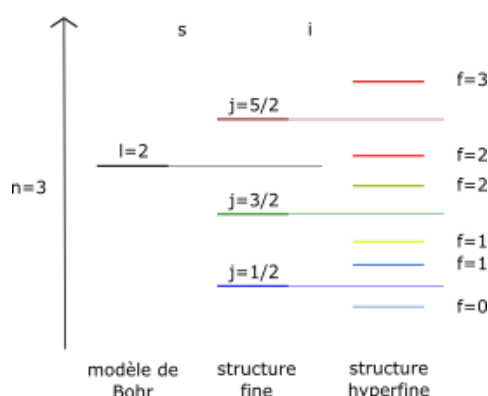


Figure 18 - Exemple de structure existant dans les sites à ion paramagnétique.

II) La datation du quartz par RPE :

Le quartz est le minéral le plus abondant sur Terre. De ce fait, on en retrouve dans toutes les formations sédimentaires (marines, éoliennes et fluviales) mais aussi dans des contextes plus localisés où il a pu être chauffé ou soumis à des fortes pressions provoquant des modifications physico-chimiques notables comme des brèches de faille ou sur des sites archéologiques.

Le quartz contient des centres paramagnétiques et peut donc être étudié par RPE. Il a été montré dans les années 1950 que des ions métalliques (Mn^{2+} , $Fe^{2+/3+}$, Cr^{3+} , Al^{3+} , Ti^{3+} ...) forment des centres paramagnétiques et la coloration particulière de certains quartz. C'est à partir des années 1970 que la RPE fut utilisée comme outil de datation de quartz ayant subi des contraintes ayant vidés les pièges à un moment de l'histoire du quartz : chauffe intentionnelle (Monnier *et al*, 1994), recuit volcanique (Falguères *et al*, 1986), pression importante (Ikeya *et al*, 1982) ou exposition prolongée aux rayons Ultra-violets. Dans ce dernier cas, le quartz a permis de travailler sur les terrasses fluviales dans lesquels les quartz sont transportés par les systèmes fluviaux et leur signal RPE remis à zéro lors de ce transport. Ce contexte est fréquent sur l'ensemble de la planète et la mise en place d'une chronologie pour ce type de système permet une meilleure connaissance des facteurs causant leur formation et de leur étagement. En outre, ces études servent aussi à caler dans le temps les restes des hommes du passé (industrie lithique/osseuse, habitats...) et leur environnement (faune et flore).

A) Les centres paramagnétiques du quartz :

Le quartz est organisé en tétraèdres SiO_4 où peuvent coexister deux types de centres paramagnétiques utilisables pour la datation RPE du fait qu'ils sont bien connus et stable (Tab. 4) :

- Les centres provenant d'une vacance d'atome dans le réseau cristallin : « E' » et OHC
- Les centres provenant d'un atome qui substitue à un atome du réseau cristallin : centre paramagnétique métallique aluminium et titane

Il existe d'autres centres paramagnétiques (germanium, fer, ...) mais qui ne sont pas employés aux datations.

1) Centres E' et OHC : (Fig. 19)

Lorsque qu'un atome d'oxygène manque entre deux silicium, on observe la formation d'un centre paramagnétique de type E'. Il existe différents E' (Tab. 3):

- E'₁ où un électron célibataire est capturé par l'un des atomes de silicium proche du défaut d'oxygène
- E'₃ où un noyau H⁺ perturbe l'électron célibataire (E'₁) de l'oxygène manquant
- E'₄ où un noyau H⁻ communique avec les atomes de silicium à la place d'un électron célibataire

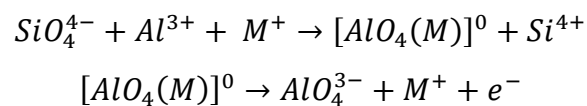
E' ₁	E' ₃	E' ₄
$\text{SiO}_3^{2-} + e^- \rightarrow \text{SiO}_4^{3-}$	$\text{SiO}_3^{2-} + 2e^- + \text{H}^+ \rightarrow [\text{SiO}_3^{4-}(\text{H}^+)]^{3-}$	$\text{SiO}_3^{2-} + \text{H}^- \rightarrow [\text{SiO}_3(\text{H})]^{3-}$

Tableau 3 - Tableau des équations chimiques pour obtenir un centre E'

Ces centres E' sont utilisables pour les datations mais possèdent aussi des propriétés thermiques utilisables. En effet, ils disparaissent à une température de cuisson supérieure à 550°C ce qui permet de remettre à zéro le signal et donc de dater l'évènement de vidange. D'autre part, si les quartz d'un échantillon naturel ne contiennent pas de centres E' alors que les quartz irradiés de ce même échantillon en ont, cela indique une cuisson initiale comprise entre 400 et 550°C (Falguères *et al*, 1994). Ces sites sont observables uniquement sur des échantillons analysés à température ambiante (environ 300 K).

2) Centre aluminium : (Fig. 20)

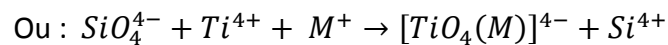
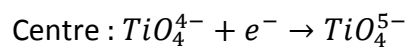
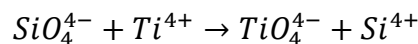
Le centre paramagnétique aluminium est issu d'une substitution de l'atome de silicium par un atome d'aluminium, lui-même compensé par un cation interstitiel de type M⁺ (Na⁺, H⁺, Li⁺). Cet atome peut être ionisé par une irradiation gamma ou X :



Le spectre RPE du centre aluminium n'est identifiable que lorsque la mesure est faite de l'ordre de 110 K ou moins. Travailler à basse température permet, dans un premier temps, d'augmenter la différence de population entre les deux niveaux Zeeman (E1 et E2) et donc d'intensifier le signal, et dans un second temps, d'augmenter le temps de relaxation (passage de E2 vers E1) afin d'obtenir une meilleure différenciation des pics.

3) Centre titane : (Fig. 20)

Le centre titane provient de la substitution de l'atome de silicium, cette fois par un atome de titane soit suite à une irradiation par des rayonnements ionisants pour former un centre TiO_5^- , soit par compensation par un atome de type M^+ (H^+ , Na^+ , Li^+) pour créer des centres $[TiO_4(M)]^+$



Ce centre Ti a la particularité de disparaître à des températures supérieures à 300°C et d'être rapidement saturé ce qui limite son utilisation à des échantillons du Pléistocène moyen. (Tissoux *et al*, 2007)

Centre	Température (K)	Micro-onde				Intensité champ magnétique (mT)	Mesure d'intensité S=sommet (+)/B=bas (-) Lb=ligne de base (0) X(g)=pic de valeur g
		Fréquence (GHz)	Longueur d'onde (cm)	Puissance (mW)	Modulation d'amplitude		
Al	100	9.440	3.2	5	2	339	$\Delta = S(2.018) - B(2.002) $
Ti	Na	100	9.438	3.2	20	339	$\Delta = Lb - B(1.954) $
	Li	100	9.438	3.2	20	339	$\Delta = Lb - B(1.931) $
	H	100	9.438	3.2	20	339	$\Delta = Lb - B(1.915) $

Tableau 4 - Tableau des conditions requises pour obtenir et mesurer les signaux des différents centres paramagnétiques (Voinchet, 2002)

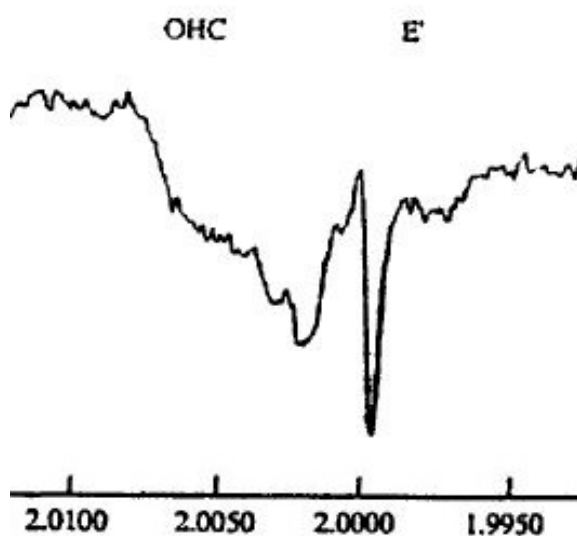


Figure 19 - Spectre RPE des centres OHC et E' d'un échantillon non irradié de quartz à 300 K (Falgüères *et al*, 1994)

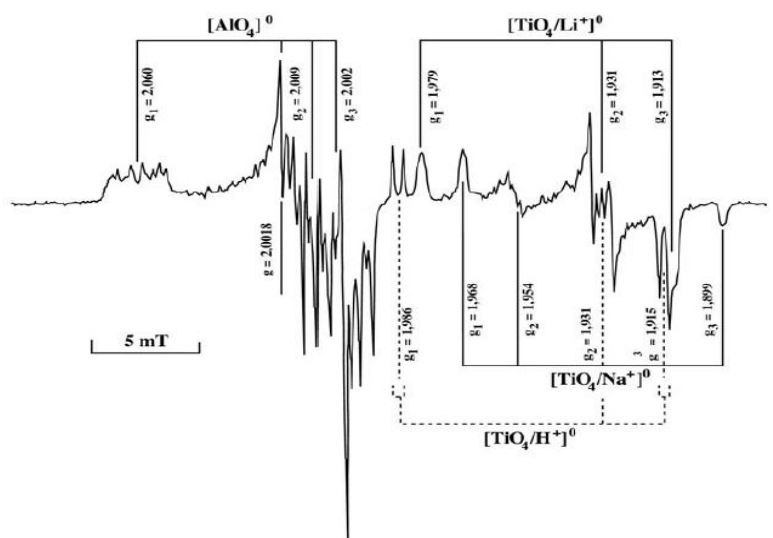


Figure 20 - Spectre RPE des centres Al et Ti (H, Na et Li) d'un échantillon de quartz à 77K (Toyoda *et al*, 2000)

B) Blanchiment du quartz :

Dans le cadre de cette étude, nous nous intéressons aux quartz transportés et déposés par les fleuves lors de la formation de nappes alluviales. Après son dépôt, le minéral est continuellement soumis aux radiations émises par son environnement, ce qui a pour effet d'accumuler les électrons dans les pièges. Rappelons toutefois que la datation d'un grain de quartz qui n'a pas subi de remise à zéro par l'application de contraintes externes (chauffe, exposition aux UV, ...) donne l'âge de formation du minéral. Par contre, si celui-ci est suffisamment exposé à ce type de phénomène et que les différents centres paramagnétiques sont vidés, on date alors l'évènement produisant les contraintes. Pour les quartz issus de formations fluviatiles, cette vidange est causée par l'exposition des grains à la lumière solaire durant la phase de transport précédant le dépôt du sédiment. On parle alors de blanchiment optique des pièges.

Les centres titanes sont totalement vidés lorsqu'ils sont ainsi exposés à la lumière.

Les centres aluminium, moins sensibles au blanchiment optique, conservent toujours un signal RPE en raison de la présence d'une certaine quantité de pièges non « blanchissables » dits « profonds » pouvant provenir des conditions de cristallisation (température, pression, composition du magma) ou de l'histoire qu'a subit le quartz (Tissoux *et al*, 2012). (Fig. 21) Le blanchiment optimal pour la datation est toutefois obtenu assez facilement dans la nature, et ce non loin de la source de la rivière, validant ainsi l'utilisation des quartz pour dater les dépôts des formations alluviales mais aussi marines (Voinchet *et al*, 2007)

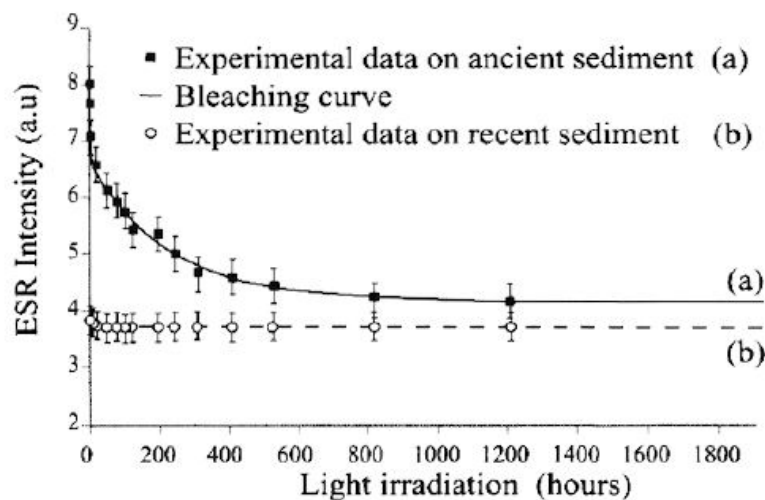


Figure 21 - Blanchiment optique des centres aluminium sur du quartz ancien (a) et récent (b) (Voinchet, 2002)

C) Equation d'âge et les différents types de doses :

Il est important de noter que la datation du quartz n'est possible que si les centres paramagnétiques sont détectables correctement et sans parasites (recristallisation), s'ils ont

une durée de vie suffisamment importante (loi d'Arrhenius) pour dater l'évènement mais surtout ils doivent être radiosensibles.

1) Equation d'âge

La méthode RPE repose sur la détermination de la dose totale de radiation que l'échantillon a reçue depuis qu'il est enfoui. Ainsi, l'équation d'âge s'écrit :

$$D = \int_{t=0}^{t=T} d_a(t).dt$$

- D est la dose totale (ou paléodose) (en Gray)
- T est le temps d'exposition aux radiations
- $d_a(t)$ est la dose annuelle (en Gray par an)

2) La paléodose et la dose équivalente par dose additive:

La paléodose (D) est la dose de rayonnement reçue par le minéral depuis sa remise à zéro. Elle n'est pas mesurable directement mais ce problème peut être contourné en mesurant une dose équivalente (D_E) par la méthode dites des « doses ajoutées » (Fig. 22)

Cette dernière consiste à séparer l'échantillon en aliquotes que l'on va irradier à des doses calibrées, ce qui revient à simuler un vieillissement artificiel. On mesure ensuite les intensités RPE de toutes les aliquotes analysées pour un centre paramagnétique particulier (Al, Ti, E' ou OHC), intensités que l'on reporte sur un graphique selon la dose artificielle reçue (Fig. 23). Passé un certain seuil, l'intensité RPE n'augmente plus même en exposant les échantillons à une plus forte dose d'irradiation. Cela est dû à la saturation des centres-pièges paramagnétiques disponibles dans l'échantillon en électrons célibataires. Dans le cas où le centre aluminium est utilisé, les intensités doivent être corrigées pour tenir compte des pièges profonds qu'il n'est pas possible de blanchir optiquement. Pour cela, il convient de retrancher l'intensité RPE résiduelle correspondant à ces pièges avant la construction du diagramme. Puis, on trace une courbe passant par tous les points,

La dose totale de radiations D_E reçues par l'échantillon étant extrapolée à partir diagrammes de croissances Intensité ESR/dose ainsi établie. Dans ce mémoire, les D_E ont été obtenues en appliquant une formule de régression exponentielle + linéaire (Duval *et al*, 2011 ; Voinchet *et al*, 2013) :

$$I(D) = I_{sat}(1 - e^{-\mu(D+D_E)}) + B(D + D_E)$$

- $I(D)$ est l'intensité RPE (unités arbitraires) correspondant à l'aliquote ayant reçue la dose D (en grays)
- I_{sat} est l'intensité de saturation (unités arbitraires)
- μ est le coefficient de stabilité du terme exponentiel (sans unité)
- B est la pente du terme linéaire (sans unité)

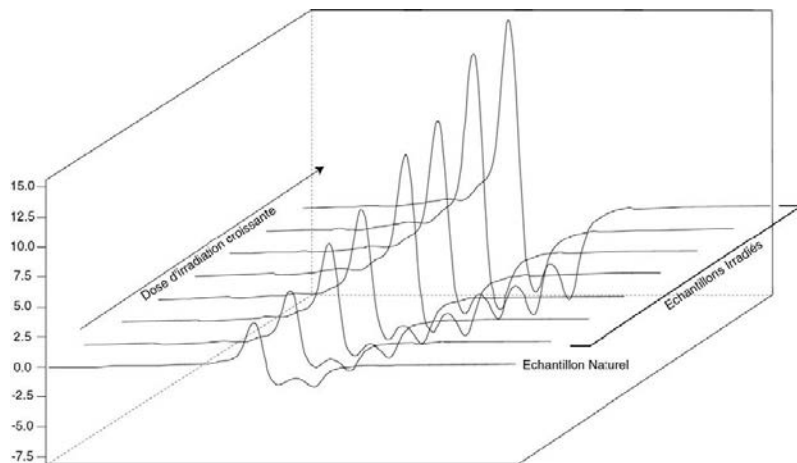


Figure 22 - Graphique 3D des spectres RPE d'émail selon une irradiation croissante (d'après Voinchet, 2002)

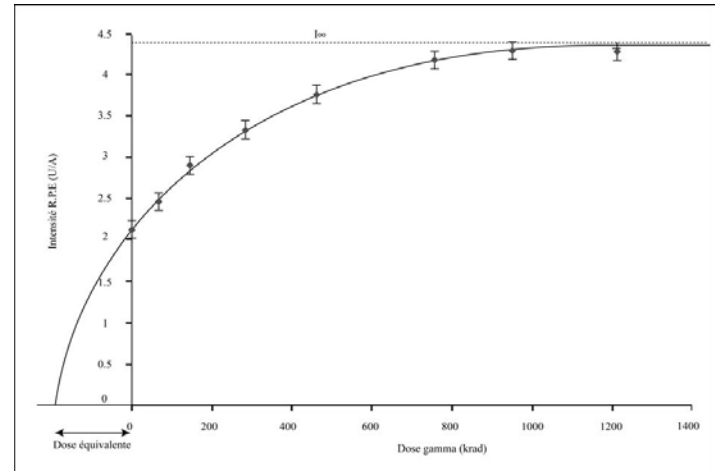


Figure 23 - Courbe de croissance d'intensité RPE d'un centre paramagnétique (d'après Voinchet, 2002)

3) La dose annuelle :

La dose annuelle est la dose de radiation reçue par l'échantillon en l'espace d'un an. Elle est constituée de différentes parties :

- La dose interne qui correspond à la quantité de rayonnements émis par l'échantillon ;
- La dose externe qui correspond à la quantité de rayonnement émis par l'encaissant et par les rayons cosmiques.

a) La dose interne :

Le quartz ne possède pas beaucoup d'impuretés radioactives, on néglige donc leur action. Néanmoins, dans certains cas, elle peut être estimée à 10% de la dose totale (hors dose cosmique) (Voinchet, 2002).

b) La dose cosmique :

Cette dose est due aux rayonnements cosmiques émis par le soleil (moindre énergie) mais aussi par des mégaévénements de l'univers comme les explosions de supernovæ (très haute énergie). Son importance dépend de la latitude, de la longitude, de l'altitude mais aussi de la profondeur de prélèvement de l'échantillon. On calcule d'abord la dose cosmique au niveau de la mer et à 55° de latitude en fonction de la profondeur de l'objet (Prescott & Hutton, 1988) :

$$D_0 = 0.21 * e^{(-0.07x+0.0005x^2)}$$

- D_0 est la dose cosmique en Gy/ka $\rightarrow$ μ Gy/an
- x est la profondeur de l'échantillon en 10^2 g/cm² (dépend de la densité)

Puis, on mesure plusieurs coefficients géographiques (F, J et H) (Fig. 24) en fonction du lieu d'échantillonnage dépendant de la latitude géomagnétique donnée par cette formule :

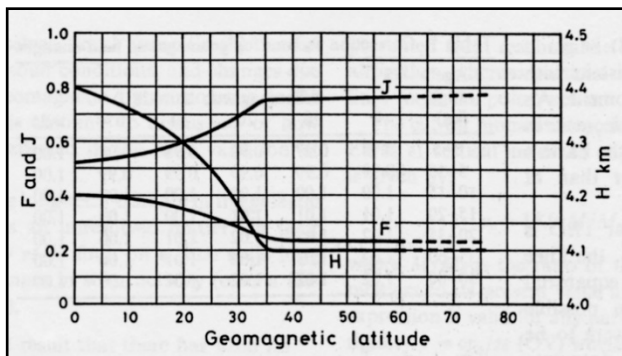


Figure 24 - Abaque des coefficients F, J et H en fonction de la latitude géomagnétique

$$Lat_M = \sin^{-1}(0.203 \cos(Lat_G) * \cos(Lon_G - 291) + 0.979 * \sin(Lat_G))$$

- Lat_M est la latitude géomagnétique en °
- Lat_G est la latitude géographique en °
- Lon_G est la longitude géographique en °

Ces coefficients vont nous permettre de corriger la dose cosmique obtenue en fonction du lieu d'échantillonnage :

$$D_C = D_0 * \left(F + J * e^{\frac{Alt}{H}} \right)$$

- D_C est la dose cosmique reçue par l'échantillon, en $\mu\text{Gy/an}$
- D_0 est la dose cosmique reçue si l'échantillon était à altitude 0 et à 55° de latitude, en $\mu\text{Gy/an}$
- F, J et H sont des coefficients dépendant de la latitude géomagnétique avec H, en km
- Alt est l'altitude de l'échantillon par au niveau 0 (mer), en km

4) La dose externe :

Pour mesurer la dose externe, il faut combiner deux approches une en laboratoire et une sur le terrain.

a) Mesure en laboratoire :

Un échantillon dont on connaît le poids est placé pendant un certain temps dans un spectromètre gamma qui va mesurer les activités des différentes séries d'isotopes radioactifs. On peut ainsi connaître leurs teneurs dans le sédiment et calculer, en utilisant des facteurs de conversion teneurs-doses données par Adamiec & Aitken (1998), les contributions des trois types de rayonnements α , β et γ à la dose. (Tab. 5)

On doit également prendre en compte le pouvoir de pénétration des rayonnements α (micronique), β (millimétriques) et γ (centimétriques) en fonction de la taille des grains : c'est le facteur d'atténuation granulométrique (G) (Tab. 5). Lors de la purification chimique des échantillons, le passage à l'acide fluorhydrique décape la partie superficielle des grains réduisant considérablement les doses produit par les rayons α (inférieur à 10%) et faiblement pour les rayons β . Le facteur d'atténuation des rayons γ est quant à lui négligeable.

	Dose annuelle			Facteur d'atténuation	
	D α	D β	D γ	G α	G β
U	0.278	0.146	0.113	0.051	0.872
Th	0.0732	0.0273	0.0476	0.072	0.824
K	0	0.782	0.243		0.942

Tableau 5 – A gauche : tableau des valeurs des doses annuelles par série nucléaire (Gy/an/ppm) par Adamiec & Aitken, 1998 – D_{α} est calculé en tenant compte d'un facteur k de 0.1 – A droite : Valeur des facteurs d'atténuations pour les rayons α (Brennan et al, 1991) et β (Brennan, 2003) sur des grains de granulométrie [100-200 μm] et décupés de 10 μm (acide fluorhydrique)

Enfin, on doit prendre en compte la teneur en eau du sédiment car elle participe elle aussi à l'atténuation des différents rayonnements. On peut les calculer en utilisant la formule de Grün, 1989 :

$$E = \frac{1}{(1 + H(\frac{W}{100 - W}))}$$

- E est le facteur d'atténuation lié à l'eau
- H est un coefficient dépendant du rayonnement : $H_{\alpha}=1.49$ / $H_{\beta}=1.25$ / $H_{\gamma}=1.14$
- W est la teneur en eau du sédiment en %

b) Mesure in situ :

Afin de prendre en compte l'influence des radioéléments présents dans l'environnement il faut faire une mesure directement sur le terrain par le moyen d'un spectromètre gamma portable ou bien avec un dosimètre que l'on dispose à la place du prélèvement de l'échantillon pendant un an. Ainsi, la dose annuelle peut se calculer :

$$D_{\alpha} = k(EGD_{ext})_{\alpha} + (EGD_{ext})_{\beta} + (EGD_{ext})_{\gamma} + D_c (+D_{int}) = D_{ext} (+D_{int})$$

- D_a est la dose annuelle
- D_{ext} est la dose externe
- D_{int} est la dose interne (négligeable)
- k est un facteur d'efficacité α propre au matériau ($k=0.2$ pour le quartz)
- E est l'atténuation lié à l'eau
- G est l'atténuation lié à la granulométrie

III) Matériel et méthodes :

A) Echantillonnage :

Seize échantillons ont été prélevés dans des coupes fraîches des différents niveaux de terrasse de la Têt (Fig. 25). On choisit de préférence des lentilles sableuses homogènes (sans galets) pour éviter les pollutions environnementales

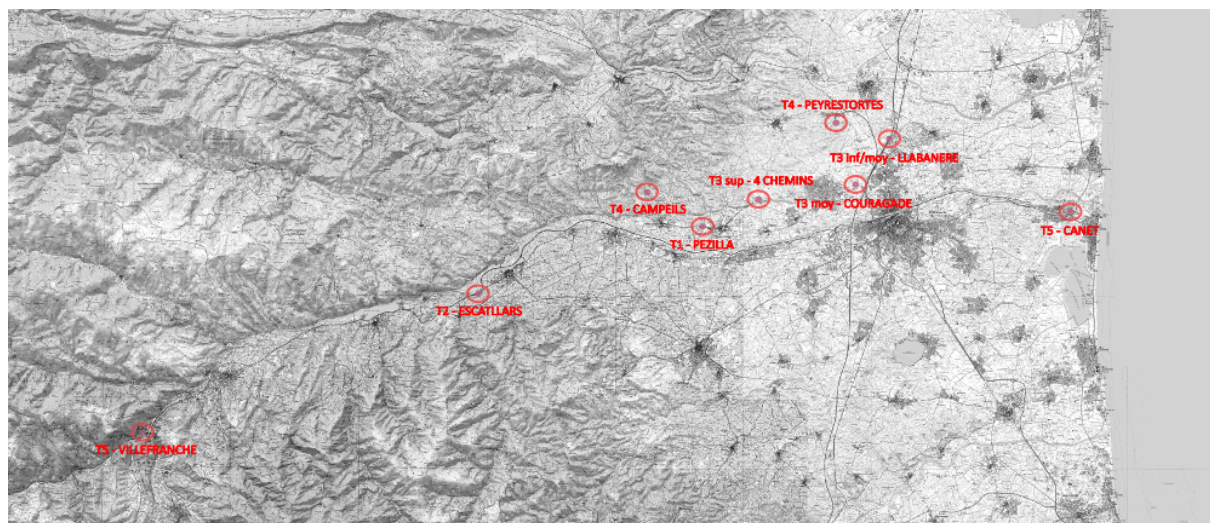


Figure 25 - Carte des prélèvements dans les différents niveaux de terrasses (fond : carte topographique IGN au 50.000)

B) Préparation physico-chimique :

Le but de cette étape est d'obtenir une poudre constituée uniquement de quartz afin de pouvoir les analyser avec un minimum de contamination.

On commence par tamiser à l'eau entre 200 et 400g de sédiment brut (en fonction de la texture) pour récupérer les grains compris entre 100 et 250 μm . Ces grains sont ensuite placés dans une solution d'hexamétaphosphate afin de défloculer les argiles adsorbées par les grains que l'on retamise par la suite.

Le sédiment tamisé est attaqué à l'acide chlorhydrique (HCl) (45%). Cela permet de dissoudre les carbonates et les oxydes. Une fois rincé, l'échantillon subit une attaque au peroxyde de dihydrogène (H_2O_2). Cette attaque à l'eau oxygénée sert à éliminer les matières organiques. Pour finir, une attaque à l'acide fluorhydrique (HF) pur pendant 45 minutes permet de dissoudre les feldspaths et de décaper la partie superficielle du quartz. Ce dernier point a pour objectif de ne pas prendre en compte les contributions des rayonnements α externes lors du calcul de la dose annuelle. Il est nécessaire d'attaquer une seconde fois à l'acide chlorhydrique pour éliminer les fluorures qui se sont formés lors de la précédente étape.

L'échantillon est ensuite passé à la cuve à ultrasons pendant 30 minutes pour fragmenter les minéraux possédant des plans de clivage. A ce stade, l'échantillon possède encore des minéraux autres que le quartz. Pour finaliser la purification, on fait une séparation en liqueur dense avec du bromoforme ($d=2.89$) ou du sodium polytungstate (SPT) préparé à une densité supérieure au quartz ($d=2.65$) pour éliminer les minéraux lourds. Il peut rester encore des minéraux magnétiques qui peuvent être enlevés en passant avec un aimant puissant ou au séparateur magnétique FRANTZ.

Dans certains cas, des phyllosilicates (biotite, muscovite) difficiles à séparer (adsorbé, densité proche,...) sont encore présents. Il est important de les extraire à la main par « picking » ou par flottation car ils renferment du fer et de l'aluminium en grande quantité et cela risque de contaminer les mesures des spectres RPE.

Dans l'échantillon purifié, il ne subsiste que des quartz légèrement décapés modifiant leur taille. Un passage au tamis à sec est nécessaire pour récupérer les minéraux compris entre 100 et 200 μm afin d'utiliser les facteurs d'atténuation adaptés (tab).

C) Irradiation et blanchiment :

L'échantillon purifié est divisé en 10 (série 14.XX) ou 11 (série 15.XX) aliquotes (portions de poids égal) :

- 1 aliquote est mise de côté et ne subira aucun traitement, elle permettra de déterminer l'intensité du signal naturel
- 1 aliquote est réservée pour le blanchiment optique à la lumière U.V. pendant 1000h
- 8 ou 9 aliquotes sont irradiées à des doses croissantes exponentiellement (Tab. 6)

Numéro	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Dose (Gy)	264	431	653	1048	1663	2640	4460	8010	12500

Tableau 6 - Tableau des doses d'irradiation des aliquotes

L'irradiation est faite au Commissariat des Energies Atomiques (CEA) de Saclay à partir d'une source ^{60}Co qui émet un rayonnement γ d'énergie égale à 1,25 MeV avec un débit de dose de l'ordre de 20 Gy/h (Voinchet, 2002).

Le blanchiment est fait à l'Institut de Paléontologie Humaine (IPH) à partir d'un dispositif Dr Honhle © composé de lampes UV délivrant une longueur d'onde comprise entre 300 et 400 nm (simulateur solaire SOL2).

Pour déterminer en laboratoire la part du signal qui ne peut être remis à zéro, il est nécessaire de les exposer à une lumière artificielle pendant 1000 heures (fig), ce qui équivaut à six mois à la lumière naturelle (Voinchet *et al*, 2003, 2004), pour que le signal soit réduit à son intensité minimale (on parle de blanchiment optique)

D) Mesure RPE :

Le spectromètre RPE utilisé provient de chez Bruker© et mesure en bande X des ondes radio (environ 10 GHz).

Une fois les aliquotes irradiées et blanchies, les poudres sont placées dans des tubes en suprasil. La masse de quartz doit être égale dans chaque tube.

La fréquence de la micro-onde et l'intensité du champ magnétique sont réglées en fonction du centre paramagnétique que l'on veut étudier. Dans notre cas, ce sont les centres aluminium qui nous intéressent, donc la machine est calibrée pour obtenir une fréquence d'onde de 9.44 GHz (puissance 5 mW) et d'une intensité magnétique de 339 mT. La température dans la cavité doit approcher 100 K et être stable pour effectuer des mesures avec le moins de variabilité.

Lorsqu'on veut mesurer une série (10 ou 11 aliquotes), on ordonne nos tubes en commençant par le blanc, puis le naturel et par la suite croissante d'irradiation (noté 1, 2, ..., 8, 9). L'analyse doit débuter par l'aliquote la plus irradiée et continuer dans l'ordre dans lesquels on les a placés en finissant par la plus irradiée. La répétition (une au début, une à la fin) sur la même aliquote permet de connaître la dérive de l'appareil.

Lorsqu'on mesure le signal RPE d'une aliquote donnée, il est nécessaire de le faire 4 fois en tournant le tube à l'intérieur de la cavité d'un angle de 90° afin de prendre en compte les variations angulaires.

Chaque série d'aliquote est analysée trois fois répartie sur trois jours. L'appareil est assez sensible pour que les conditions extérieures influent sur les mesures.

E) Mesure gamma :

On remplit une boîte plastique hermétique d'une masse connue d'échantillon brut qu'on laisse au repos pendant 3 semaines pour permettre l'équilibre du radon (Rn) radioactif présent sous état gazeux. On place ensuite la boîte dans le spectromètre gamma (à sonde

germanium haute pureté et bas bruit de fond) qui va compter les désintégrations des éléments présents (notamment ^{238}U , ^{232}Th , ^{226}Ra , ^{222}Rn , ^{40}K) en fonction de leurs énergies propres pendant une période connue (2 ou 3 jours). Plus le temps de comptage est long, plus les mesures sont précises.

IV) Protocole analytique :

A) Dose annuelle :

Le spectre gamma est exploité à partir d'une interface MATLAB « Gamspe » conçu par Qingfeng Shao afin d'obtenir les activités des différents radio-isotopes qui sont ensuite converties en teneur présente dans le sédiment. Ces teneurs permettent, comme on connaît le type de désintégration des différents éléments présents, de déterminer les doses de chaque type de rayonnement (α , β et γ) à partir des facteurs de conversion d'Adamiec & Aitken présentés (Tab. 5). On applique ensuite les coefficients d'atténuation propre aux rayonnements α , β , et γ . (cf II-C-4-a) lié à l'eau présente dans le sédiment (E) et à la granulométrie (G) des quartz

La dose cosmique est calculée en fonction des lieux d'échantillonnage et de leurs profondeurs (cf II-C-3-b).

La dose interne est négligeable du fait de la fraction granulométrique utilisée (100-200 μm) et de la faible concentration d'impuretés radioactives dans le quartz.

B) La dose équivalente ou archéologique :

L'intensité RPE brut des centres aluminium du quartz est mesurée entre le sommet du pic $g=2.018$ et le plus bas du pic $g=2.002$. On calcule l'intensité RPE normalisée de toutes les aliquotes à partir de cette formule :

$$I_{ESR} = \frac{H}{m * p} * 100000$$

- I_{ESR} est l'intensité RPE normalisée
- H est la différence de hauteur entre les pics du centre aluminium
- m est la masse de l'échantillon dans le tube
- p est l'intensité mesurée du « pitch »

A cela, on soustrait l'intensité RPE de l'aliquote blanchi aux intensités RPE de tous les autres afin d'éliminer la dose non vidangeable des quartz. On place les différentes intensités sur un graphique en fonction de la dose d'irradiation de chaque aliquote. En utilisant le programme Origin®, on obtient l'équation de la courbe (type exponentielle + linéaire ou exponentielle simple) correspondant à la meilleure solution en fonction des points expérimentaux. L'intersection entre l'axe des abscisses et la courbe extrapolée donne la dose archéologique, c'est-à-dire la dose de rayonnement reçue depuis le blanchiment.

C) Calcul de l'âge :

En faisant l'hypothèse que la dose annuelle ne varie pas au cours du temps, on peut calculer l'âge (en millions d'années) en utilisant cette relation appelée équation d'âge (cf II-C-2) :

$$Age = \frac{D_{archéo}}{D_{annuelle}}$$

Niveau	Lieu-dit	Code échantillon	Prof. (cm)	Eau (%)	Concentrations			Blanchi maximal (%)	Dose annuelle (μGy/an)	Dose équivalente (Gy) (1σ)	Age ESR (ka) (1σ)	
					U (ppm)	Th (ppm)	K (%)					
T1	Pezilla	TET 14-08	140	4	1,84 ± 0,13	9,41 ± 0,21	3,80 ± 0,03	34	4960 ± 74	65 ± 13	13,1 ± 2,6	
T2	Escattlars	TET 14-10	200	7	2,61 ± 0,15	9,68 ± 0,24	3,18 ± 0,03	38	4529 ± 76	787 ± 200	174,0 ± 44,3	
		TET 14-11	300	3	5,98 ± 0,14	9,60 ± 0,19	3,17 ± 0,03	41	5129 ± 67	2649 ± 460	518,9 ± 90,4	
T3	inférieur	Llabanère	TET 14-02	355	4	0,77 ± 0,14	9,96 ± 0,24	3,26 ± 0,03	42	4163 ± 73	812 ± 55	195,1 ± 13,7
			TET 14-03	150	11	1,00 ± 0,12	7,66 ± 0,20	3,62 ± 0,03	38	4404 ± 67	786 ± 150	178,6 ± 34,2
	moyen	Couragade	TET 14-01	350	2	0,97 ± 0,09	5,55 ± 0,13	2,61 ± 0,02	N.C.	3368 ± 52	N.C.	N.C.
		supérieur	4 Chemins	TET 14-06	200	10	1,43 ± 0,15	11,75 ± 0,27	3,49 ± 0,04	32	4635 ± 78	2865 ± 800
				TET 14-07	150	8	1,50 ± 0,17	9,43 ± 0,28	3,73 ± 0,04	34	4760 ± 85	N.C.
T4	Campeils	TET 14-09	350	4	2,80 ± 0,18	8,31 ± 0,26	3,71 ± 0,04	37	5006 ± 88	N.C.	N.C.	
	Peyrestortes	TET 14-04	300	7	0,82 ± 0,14	7,61 ± 0,23	3,89 ± 0,04	43	4621 ± 76	N.C.	N.C.	
			TET 14-05	240	6	1,20 ± 0,15	9,00 ± 0,24	3,46 ± 0,04	37	4372 ± 75	324 ± 45	74,2 ± 10,4
T5	Canet	TET 14-12	200	6	0,96 ± 0,10	5,80 ± 0,16	3,09 ± 0,03	39	3761 ± 57	3932 ± 1845	1045,9 ± 479,1	
			TET 14-13	150	6	0,69 ± 0,12	5,23 ± 0,18	2,97 ± 0,03	31	3579 ± 62	574 ± 208	26,3 ± 8,4
			TET 14-13b	150	6	0,65 ± 0,12	6,20 ± 0,19	3,65 ± 0,04	37	4206 ± 65	94 ± 30	157,6 ± 49,6
	Villefranche	TET 15-01	30	5	0,95 ± 0,09	8,09 ± 0,14	4,08 ± 0,02	38	4308 ± 39	5547 ± 1000	1098,3 ± 198,2	
			TET 15-02	50	5	1,72 ± 0,15	13,44 ± 0,25	3,87 ± 0,03	31	4544 ± 62	5700 ± 2700	1049,6 ± 497,3

Tableau 7 - Tableau des données des échantillons RPE des différents niveaux de terrasses

V) Résultat :

Les analyses RPE ont donné, pour la majeure partie des échantillons, des intensités extrêmement variables sur un même aliquote, suivant l'angle de mesure (chaque aliquote est passée 12 fois au spectromètre RPE). Cela a posé des soucis sur les fittings des courbes de croissance brute. Dans la majorité des cas, pour pouvoir tout de même réaliser ces courbes et obtenir des doses équivalentes exploitables, les valeurs extrêmes (basses et hautes) et des points jugés aberrants ont été supprimés. Cela nous mène à une minoration « artificielle » de l'incertitude analytique (1σ), mais la véritable incertitude qui en découle est nettement supérieure. Ainsi, les dates obtenues sont, dans la plupart des cas, indicatives mais sont tout de même rapportées à l'incertitude analytique car il est difficile d'évaluer sa valeur réelle.

A) Les basses terrasses :

1) T1 – Pezilla :

La terrasse T1 est échantillonnée à Pezilla au rond-point à l'intersection de la D1 et de la D614. L'aliquote naturelle possède une intensité RPE nettement supérieure aux deux suivantes (165 u.a.). Pour une terrasse récente, il suffit d'un ou deux grains provenant d'une formation plus âgée pour contaminer un échantillon. Pour obtenir la dose équivalente, on a ainsi dû supprimer ce point et laisser le fiter la courbe sans ce dernier (Fig. 26). On obtient une date de $13,1 \pm 2,6$ ka ce qui semble tout à fait acceptable pour une très jeune terrasse (hauteur relative de 5 à 10 m)

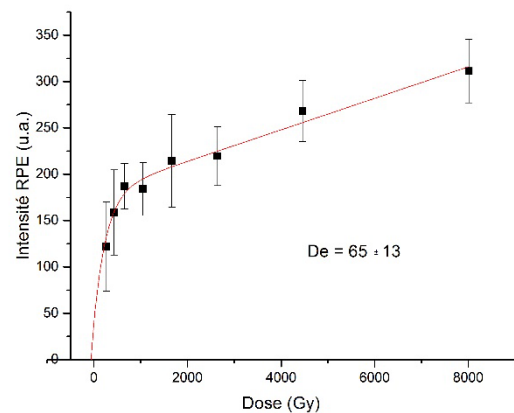


Figure 26 - Courbe de l'intensité RPE (u.a.) en fonction des doses (Gy) ajoutées de l'échantillon TET 14-08 provenant de T1 Pezilla

2) T2 – Escattlars :

La terrasse T2 est échantillonnée (TET 14-10 et 11) sur la rive droite de la Têt à la débouchée de la moyenne vallée et surplombe de quelques mètres la N116. Deux échantillons y sont prélevés et analysés. Les résultats sont surprenants car les deux échantillons n'ont en aucun cas la même expression de croissance RPE (Fig. 27). Par conséquent, cela influe largement sur la dose équivalente que l'on évalue et du coup sur l'âge déduit. Ils sont respectivement datés à $174 \pm 44,3$ ka et $518,9 \pm 90,4$ ka.

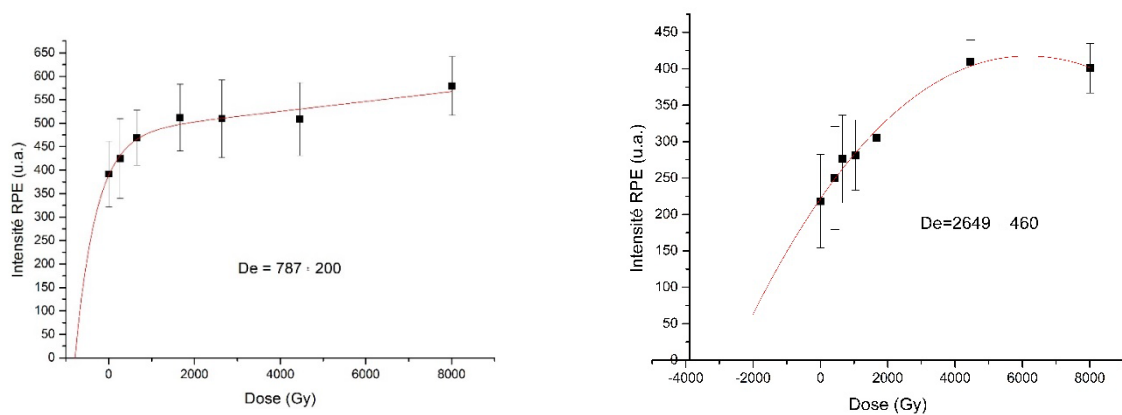


Figure 27 - Courbes de l'intensité RPE (u.a.) en fonction des doses (Gy) ajoutées des échantillons TET 14-10 (à gauche) et TET 14-11 (à droite) provenant de T2 Ecattlars

B) Les moyennes terrasses :

1) T3 inférieur – Llabanère :

Le niveau T3 inférieur est échantillonné (TET 14-02 et 14-03) au niveau du Polygone Nord de Perpignan du côté ouest de la A6 dans un canal découpé lors de la construction de cette dernière. Les deux courbes d'intensité RPE (Fig. 28) donnent des doses équivalentes semblables. L'âge moyen de ces deux échantillons est de $186,9 \pm 24$ ka.

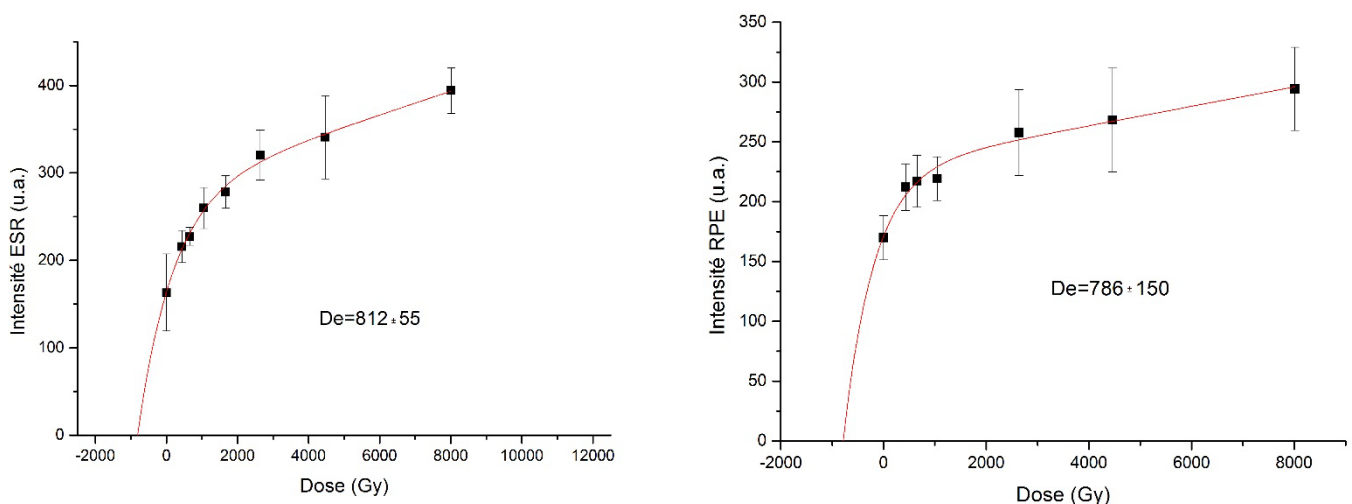


Figure 28 - Courbes de l'intensité RPE (u.a.) en fonction des doses (Gy) ajoutées des échantillons TET 14-02 (à gauche) et TET 14-03 (à droite) provenant de T3 inférieur Llabanère

2) T3 moyen – Couragade :

L'échantillonnage de ce niveau T3 moyen s'est déroulé dans la carrière se trouvant entre la ville de Saint-Estève et du quartier du Moyen Vernet de Perpignan. Malheureusement, lors des analyses au spectromètre RPE, les spectres ne marquaient quasiment aucune croissance entre l'aliquote blanchi, le naturel et le plus irradié. Par conséquent, la dose équivalente de cet échantillon n'a pu être calculée.

3) T3 supérieur – 4 Chemins :

Ce niveau T3 supérieur a été échantillonné (TET 14-06 et 14-07) au niveau du rond-point où converge la D614 venant de Baixas et la D616A de Saint-Estève. L'échantillon 14-07

n'est pas utilisable pour dater car les différents points possèdent des intensités RPE très variables malgré une dose croissante d'irradiation. Quant au 14-06, lui possède une croissance bien identifiable et fit avec une dose équivalente de 2865 ± 800 impliquant un âge de $618,9 \pm 173,1$ ka. Le point naturel est tout de même anormal ce qui peut engendrer une importante surestimation de l'âge. (Fig. 29)

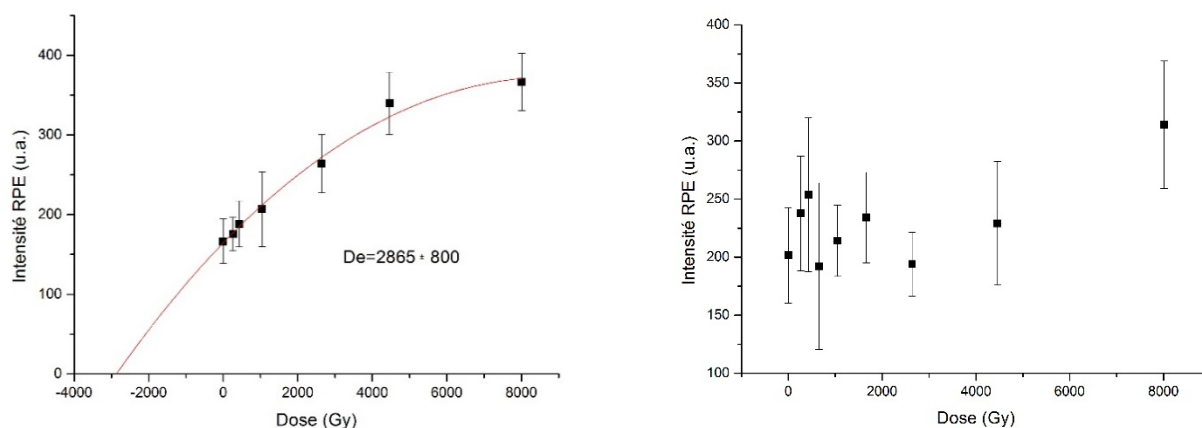


Figure 29 - Courbes de l'intensité RPE (u.a.) en fonction des doses (Gy) ajoutées des échantillons TET 14-06 (à gauche) et TET 14-07 (à droite) provenant de T3 supérieur 4 Chemins

C) Les hautes terrasses :

1) T4 – Campeils et Peyrestortes :

Un échantillon (TET 14-09) se trouve dans le ravin des Campeils à 1,5 km au nord-ouest de Corneilla-la-Rivière. Deux autres (TET 14-04 et 14-05) ont été prélevés à 500 m au sud de Peyrestortes. Les échantillons 14-09 et 14-06 sont inexploitable du fait de leurs intensités RPE hasardeuses (Fig. 30). Le 14-09, quant à lui, montre bien une croissance de son intensité RPE, difficile à fitter et donnant un âge de $74,2 \pm 10,4$ ka.

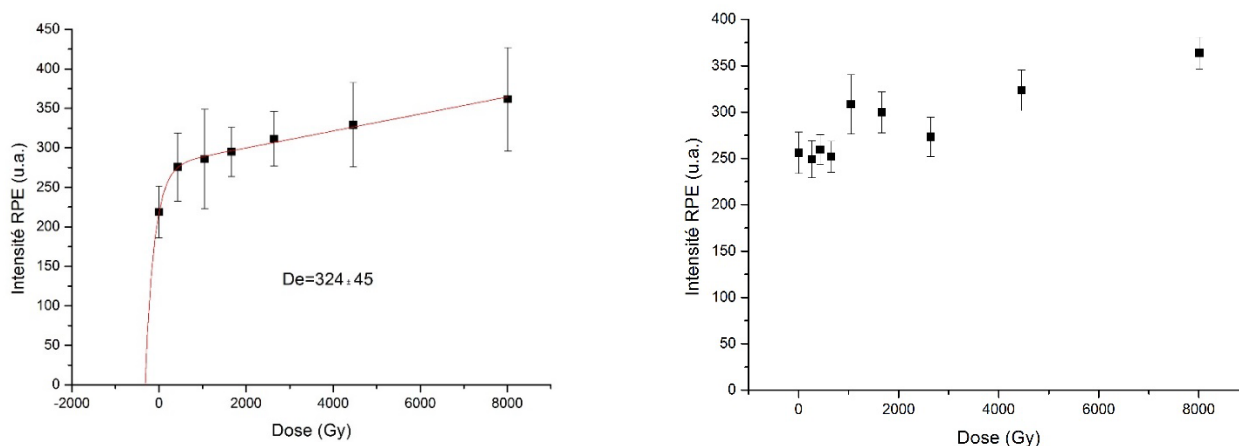


Figure 30 - Courbes de l'intensité RPE (u.a.) en fonction des doses (Gy) ajoutées des échantillons TET 14-05 (à gauche) et TET 14-09 (à droite) provenant respectivement de T4 Peyrestortes et Campeils

2) T5 – Canet et Villefranche :

Trois échantillons (TET 14-12, 14-13 et 14-13b) ont été prélevés à Canet-en-Roussillon une nappe bordant la D81 juste après le rond-point croisant cette dernière avec la D617.

Deux autres (TET 15-01 et 15-02) sont extraits à Villefranche-de-Conflent en contrebas du Fort Liberta. Les échantillons 14-13 et 14-13b possèdent bien une croissance d'intensité RPE type d'un jeune échantillon (Fig. 31) : les doses équivalentes proposent des dates, respectivement, de $26,8 \pm 8,4$ et $157,7 \pm 49,6$ ka. Elles sont écartées du fait de leurs jeunesses contradictoires avec l'état d'altération de cette nappe et de la place de T5 dans le système. Les résultats des autres échantillons (TET 14-12, 15-01 et 15-02) sont très similaires et donnent une date moyenne de $1064,6 \pm 311,8$ ka. Il faut noter que de nombreux points extrêmes ont été supprimés pour obtenir ces dates ce qui les rendent plus indicatives que réelles.

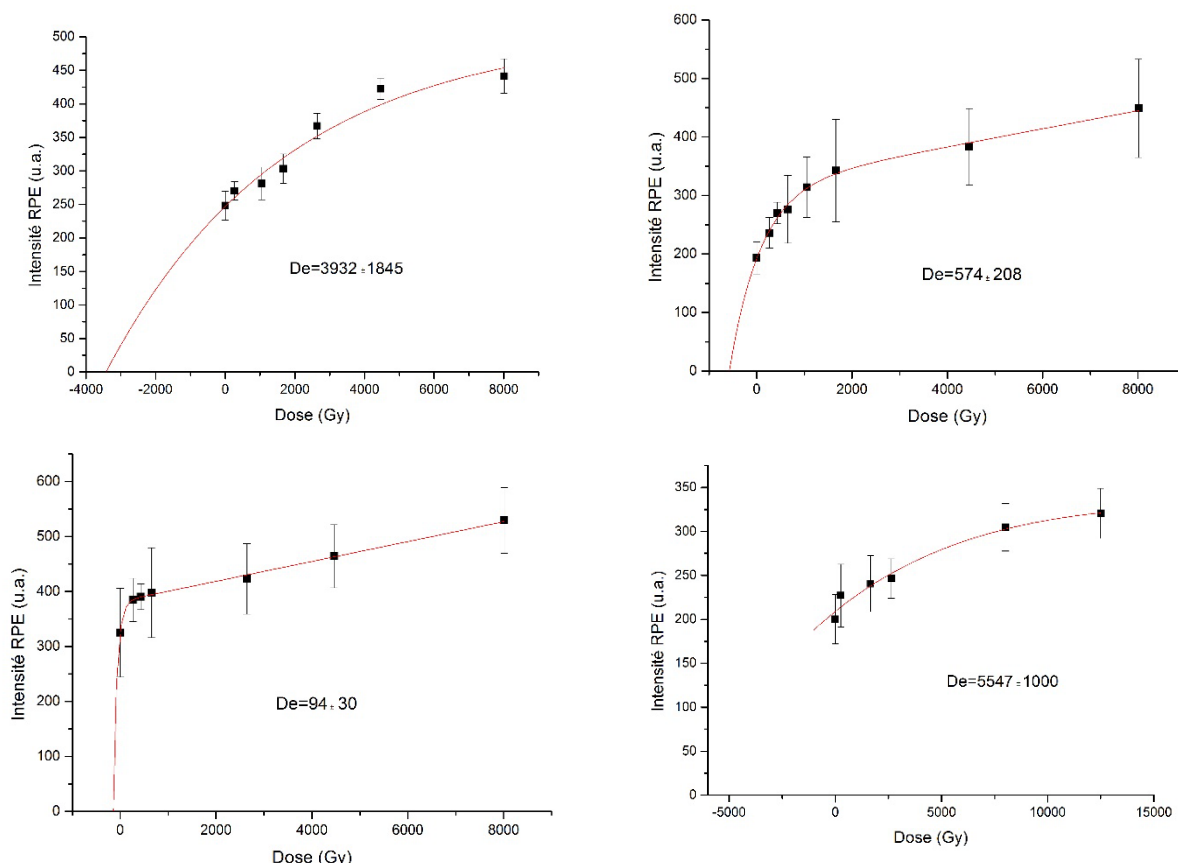


Figure 31 - Courbes de l'intensité RPE (u.a.) en fonction des doses (Gy) ajoutées des échantillons TET 14-12 (en haut à gauche), TET 14-13 (en haut à droite), TET 14-13b (en bas à gauche) et TET 15-01 (en bas à droite) provenant de T5 Canet pour les trois premier

VI) Interprétation :

On rappelle que la variabilité des résultats bruts a été minimisée donc l'incertitude sous-jacente est elle aussi minimisée. Les âges tout de même donnés au 1σ ne tenant compte que de l'erreur analytique.

1) Les datations :

Pour la basse terrasse T1, la date obtenue ($13,1 \pm 2,6$ ka) correspond à l'attente générale avec sa mise en place lors du Tardiglaciaire.

Les moyennes terrasses T2 et T3 font l'objet d'une datation mixte avec les nucléides cosmogéniques produit *in situ*. La méthode par ESR a permis d'obtenir deux séries de dates : $174,0 \pm 44,3$ et $518,9 \pm 90,4$ ka pour la terrasse T2, et pour la terrasse T3, $186,9 \pm 24$ et $618,9 \pm 173,1$ ka.

Pour ces deux nappes, les résultats obtenus sont équivalents et ne peuvent pas être discriminés analytiquement. Il en convient que le niveau T2 est plus récent que T3. Mais et qu'il existe un laps de temps relativement conséquent entre le dépôt de la série T3 et T2 pour qu'on puisse les différencier par la méthode altérologique (Tab. 1). La date la plus probable pour T2 serait ainsi de $174,0 \pm 44,3$ ka, la plaçant, si on suppose son dépôt en phase froide, dans le MIS 6. (Tab. 8)

Selon Calvet (1994), les niveaux T3 ne serait pas une succession d'incision/aggradation mais plutôt un étagement provoqué par une néotectonique depuis son dépôt. On ne peut pas juger la terrasse T3 comme contemporaine de T2 car il existe là aussi une différence altérologique notable ce qui met à l'écart les dates obtenues ($186,9 \pm 24$ ka). Le niveau supérieur est quant à lui daté à un ordre d'échelle supérieur mais avec une incertitude aussi importante : $618,9 \pm 173,1$ ka. Cette datation a un sens en termes d'altération par rapport à T2 peut sembler juste par rapport à T4 qui, d'après Debals (1998) se serait déposée avant la limite Bruhnes-Matuyama (781 ka) (datation paléomagnétique), et possède encore une fois un degré altérologique plus élevé. On peut donc postuler que cette datation semble se placer dans le bon ordre de grandeur mais le point naturel anormal impose une surestimation de l'âge. (Tab. 8)

Aucuns des échantillons analysés ne propose de dates viables pour le niveau T4.

Deux des cinq échantillons de T5 présentent des dates non concevables mais les trois autres possèdent des dates similaires autour de $1064,6 \pm 311,8$ ka. Leurs incertitudes sont considérables du fait de leurs valeurs d'intensités RPE variables obtenues sur les différents aliquotes des échantillons et du fitting qui en découle (Tab. 8). Néanmoins, en tenant compte du dépôt probable de T4 vers 800 ka et du rapport d'altération notable entre ces deux niveaux, ces dates ne sont pas à rejeter. On peut rappeler que Laaraich (1996) a daté par ESR la haute terrasse du Verdoube à 990 ± 130 ka qui peut être rapportée au dépôt de T5 dans la plaine du Roussillon

Niveau	Lieu-dit	Code échantillon	Age ESR (ka)		Validité
T1	Pezilla	TET 14-08	13,1	± 2,6	↑
T2	Escatlars	TET 14-10	174,0	± 44,3	↑
		TET 14-11	518,9	± 90,4	↓
T3	inférieur	Llabanère	TET 14-02	195,1 ± 13,7	↓
			TET 14-03	178,6 ± 34,2	↓
	supérieur	4 Chemins	TET 14-06	618,9 ± 173,1	→
T5	Canet	TET 14-12	1045,9	± 479,1	→
	Villefranche	TET 15-01	1098,3	± 198,2	→
		TET 15-02	1049,6	± 552,5	→

Tableau 8 - Tableau des différentes datations utilisables ou non sur les différents niveaux de terrasse en fonction de leur plausibilité : ↑ signifie que la date obtenue est valable dans ce système de terrasse, → indique que la date obtenue possède une

incertitude importante ou un défaut analytique mais que par conséquent l'ordre de grandeur proposé est valable, ↓ propose que la datation possède un biais analytique connu ou non et ne se place pas dans le contexte du système de terrasse (sans être absurde)

2) La méthode RPE dans ce contexte régional :

Plusieurs échantillons (TET 14-02, 14-03, 14-05, 14-13 et 14-13b) sont capables de fournir des dates mais qui ne reflètent pas la réalité de ce système et sont quelques fois aberrantes. Il est possible que les échantillons aient été contaminés avec du sédiment plus vieux remanié des terrasses supérieures ou du Pliocène juste en dessous. Ainsi, les prélèvements (TET 14-11) des terrasses « récentes », à savoir T1 ou T2, sont très sensible à ce genre de problème puisque quelques grains suffisent à modifier toute une mesure (aliquote naturelle de T1-Pezilla (TET 14-08)). Au contraire, pour les échantillons (TET 14-13, 14-13b et 14-05) de terrasses anciennes (T4 et T5), il est possible qu'ils aient été rajeunit par un blanchiment secondaire inconnu.

D'autres (TET 14-04, 14-07 et 14-09) ne peuvent pas être utilisés dans le but d'obtenir des âges car les intensités RPE des différentes aliquotes ne sont pas croissantes en fonction des doses ajoutées. De manière générale, les prélèvements, quelques soient leurs niveaux, ont délivré lors des analyses au spectromètre RPE des intensités RPE du centre aluminium extrêmement variables et cela quelque soit les aliquotes. L'ensemble de ces observations systématiques pose une interrogation sur la radiosensibilité des grains présents dans les sédiments échantillonnés. Cette dernière dépend essentiellement de la composition des quartz et donc de leur origine géographique et géologique. Elle pourrait être aussi inhibée par des éléments traces présents dans les impuretés du quartz (Voinchet, com. perso.) ou une altération de la structure lors d'épisodes de métamorphisme.

Chapitre 4 – Datation par profil vertical à partir du ^{10}Be produit *in situ*

Les rayonnements cosmiques sont observés pour la première fois par Victor Hess en 1912 qui, à bord de sa montgolfière, a mesuré la quantité de rayonnement au cours de sa montée. Mais, le terme « rayonnement cosmique » n'a été créé qu'en 1925 par Robert Millikan observant les mêmes phénomènes. Quelques années après, Aristid von Grosse fit la découverte de l'interaction entre les nucléides atmosphériques et ces particules énergétiques ce qui donna plus tard l'idée à Libby d'utiliser le ^{14}C radioactif pour dater les fossiles. Il faudra attendre les années 50 pour l'utilisation des nucléides cosmogéniques dans une grande diversité de domaine de la géologie. C'est notamment grâce à l'observation de la présence de nucléides cosmogéniques dans les roches par Davis et Schaeffer (1955). Depuis, leur utilisation s'est largement répandue grâce aux nombreuses applications que cette méthode permet mais aussi par l'amélioration et la mise en routine de la technique par Spectrométrie de Masse par Accélérateur (SMA ou AMS) qui permet d'affiner la précision des mesures.

Les cosmonucléides sont utilisés pour quantifier des processus géomorphologiques et sédimentaire (taux de dénudation, l'activité des failles, ...) (Calvet *et al*, 2015 ; Braucher, 2001) mais aussi pour dater des objets d'intérêt paléanthropologiques (Lebatard *et al*, 2008, 2014), préhistoriques (Brunet *et al*, 2005) et aussi géomorphologique (Delmas *et al*, 2015 ; Stange *et al*, 2013).

I) Généralités sur les nucléides cosmogéniques produits *in situ* :

Les « nucléides cosmogéniques » sont des atomes formés par l'interaction entre les particules issus du rayonnement cosmique et des atomes stables plus lourds. On ajoute le terme « *in situ* » pour indiquer leur formation à partir d'atomes cibles contenus dans les minéraux des roches exposées à la surface de la Terre (*terrestrial cosmogenic nuclides* (TCN)).

A) Le rayonnement cosmique :

Le rayonnement cosmique est composé par des particules chargées bombardant la Terre en tout temps et en toute direction. Ces projectiles sont essentiellement des protons (H^+), des particules α (^4He) ainsi que quelques électrons (e^-) et atomes lourds (^{12}C ...). On distingue deux types de rayonnement, et énergies associées, en fonction de leur provenance :

- La composante galactique issue de mégaévénement à l'extérieur de notre système solaire comme les explosions de supernovæ permettant aux particules d'avoir une énergie comprise entre 100 MeV et 10 GeV.
- La composante solaire principalement provoquée par les événements d'explosion solaire entraînant les particules avec une énergie comprise entre 1 MeV et 100 MeV.

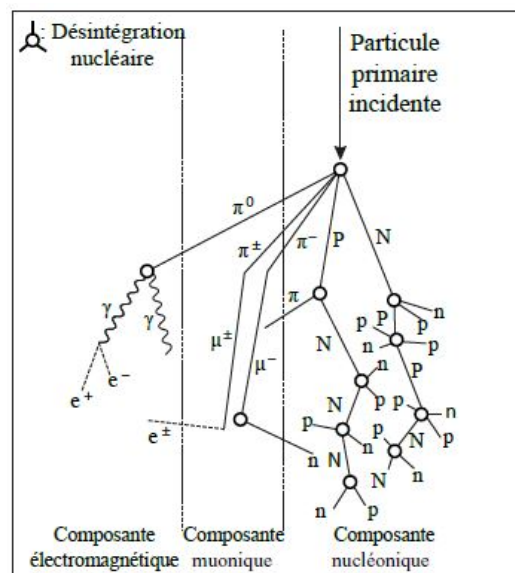
Pour que les particules chargées du rayonnement cosmique puissent pénétrer dans l'atmosphère, il leur faut passer le champ magnétique terrestre. Les particules primaires nécessitent une énergie minimale en fonction de leur angle de pénétration et de l'intensité

du champ, c'est la rigidité magnétique seuil. Il existe une présélection des particules avant d'arriver à cette barrière naturelle, c'est l'intensité variable de l'activité solaire qui dévie plus ou moins les particules.

Une fois dans l'atmosphère terrestre, les projectiles vont pouvoir interagir avec les atomes et molécules de cette atmosphère. Selon la nature et l'énergie des particules incidentes les interactions seront différentes :

- La spallation est la réaction nucléaire au cours de laquelle une particule cosmique incidente de forte énergie (supérieur à 50 MeV) vient frapper un noyau atomique. L'impact va permettre l'émission de particules plus légères (neutrons, protons, électrons, voir noyaux) et par conséquent la modification du noyau cible en un noyau de masse atomique plus faible. C'est la réaction la plus fréquente dans l'atmosphère.
- La capture de neutron est le processus par lequel un neutron est capturé par un noyau sans se désintégrer en évacuant le surplus d'énergie par rayonnement gamma.
- La capture de muon¹ est équivalente à celle des neutrons avec l'émission de particules et/ou rayonnement gamma.

Lorsque les particules du rayonnement cosmique primaire interagissent avec les différents atomes atmosphériques en formant des nucléides cosmogéniques, l'émission des particules engendrées est appelée « rayonnement cosmique secondaire ». Enfin, tant qu'une particule secondaire à l'énergie nécessaire, elle peut provoquer une réaction nucléaire qui induit l'émission de nouvelles particules produisant ainsi une véritable cascade de réaction en chaîne jusqu'à l'épuisement de l'énergie des particules émises. (Fig. 32) On peut noter que seulement 0,1% des rayonnements secondaires et 0,00003 % des rayonnements primaires arrivent jusqu'à la surface terrestre avec suffisamment d'énergie pour produire des cosmonucléides produits *in situ*.



¹ Le muon est une particule élémentaire du groupe des leptons. Il a les mêmes propriétés qu'un électron mais possède une masse 207 fois plus importante en plus d'un temps de vie très court (2,2 μ s).

Figure 32 - Cascade de réaction nucléaire due à l'interaction entre une particule primaire et un noyau cible. N et n sont des neutrons secondaire – P et p sont des protons secondaire – $\mu^\pm$, π^0 et $\pi^\pm$ sont des muons (différents types) – γ , e^+ et e^- sont des rayons gamma et électrons, positrons (d'après Bourlès et al, 2008)

B) Les nucléides cosmogéniques :

Le produit de l'interaction entre les particules du rayonnement cosmique et les atomes qui composent l'atmosphère s'appelle nucléide cosmogénique « atmosphérique ». Les nucléides cosmogéniques produits *in situ* résultent quant à eux de l'interaction entre le rayonnement cosmique et les minéraux des roches. Deux types de nucléides sont formés : ceux cités sont couramment utilisés dans les géosciences (Tab. 9)

- Les cosmonucléides radioactifs : ^{10}Be , ^{14}C , ^{26}Al , ^{36}Cl
- Les cosmonucléides stables : ^3He , ^{21}Ne

Cosmonucléide	Période (années)	Lieu de production	Principales cibles	Réactions
^3He	stable	Atm	N, O	Spallation
		<i>In situ</i>	O, Mg, Si, Fe	Spallation
^{21}Ne	stable	Atm	Ar	Spallation
		<i>In situ</i>	Mg, Al, Si, Fe	Spallation
^{10}Be	1.387.10 ⁶	Atm	N, O	Spallation
		<i>In situ</i>	O, Si, Mg, Fe	Spallation et muon
^{14}C	5.73.10 ³	Atm	N	Capture neutronique
		<i>In situ</i>	O, Si, Mg, Fe	Spallation
^{26}Al	0,717.10 ⁶	Atm	Ar	Spallation
		<i>In situ</i>	Si, Al, Fe	Spallation
^{36}Cl	0.3.10 ⁶	Atm	Ar	Spallation
		<i>In situ</i>	Ar Fe, K, Ca, Cl	Spallation Capture neutronique

Tableau 9 - Les principaux nucléides cosmogéniques utilisés en géoscience produits dans l'atmosphère (Atm) et produits dans les roches (*In situ*) (d'après Bourlès et al, 2008).

Dans notre travail, nous utiliserons le ^{10}Be produit *in situ* dans le quartz (SiO_2) qui est composé d'atomes cibles pour la production du béryllium 10 mais aussi un minéral abondant

sur la surface terrestre. Ce cosmonucléide instable a une demie vie de 1.387 ± 0.012 Ma (Korschinek et al, 2010; Chmeleff et al, 2010) et permet des datations jusqu'au million d'années. Il est issu de réaction de spallation en très grande majorité (96.4%) et des réactions muoniques (3.6%).

C) Le taux de production et la concentration en nucléide cosmogénique *in situ*:

Le taux de production est la quantité d'atomes d'un cosmonucléide donné formé dans le minéral au cours d'une année et s'exprime alors en at/g/an. Il dépend de plusieurs paramètres : la quantité de rayonnement cosmique arrivant à l'endroit d'échantillonnage, de la profondeur de l'échantillon dans la masse sédimentaire ou rocheuse, de la densité de la roche et de l'écrantage topographique mais aussi du type de minéral.

1) Variation de la quantité de rayonnement cosmique atteignant la surface rocheuse de la Terre :

a) *L'écrantage et modulation magnétique :*

Comme exposé en I-1, le rayonnement cosmique est composé de particules chargées pouvant être déviées si un champ magnétique externe est appliqué. C'est le cas à l'approche du soleil qui émet plus ou moins de plasma solaire (cycle d'activité de 11 ans) qui est constitué de particules chargées produisant un champ magnétique. Il est nécessaire pour les particules galactiques d'avoir une rigidité magnétique comprise entre 0,3 et 1,2 GV en fonction du moment du cycle solaire. (Dunaï, 2010).

Le champ magnétique terrestre dévie les particules incidentes grâce à la force de Lorentz. Une particule qui se dirige perpendiculairement à l'équateur magnétique sera dévié perpendiculairement aux lignes de champs. Cela implique qu'elle a besoin d'une rigidité magnétique importante (de l'ordre de 10 GV) pour pouvoir traverser le champ magnétique alors qu'aux pôles, la plus part des particules ayant passées le champ magnétique solaire peuvent pénétrer dans l'atmosphère (Lebatard *et al*, 2015).

Il ne faut pas oublier que l'intensité du champ magnétique terrestre varie au cours du temps impactant directement sur le flux de rayonnement cosmique à la surface de la Terre (Fig. 34) (Dunaï, 2001 ; Balco *et al*, 2008 ; Carcaillet *et al*, 2003 pour les excursions magnétiques). Il en est de même pour les modulations de l'activité solaire comprenant une multitude de cycle de différents ordres (11, 22, 88, 221.5 et 2115.5 ans) (Dunaï, 2010)

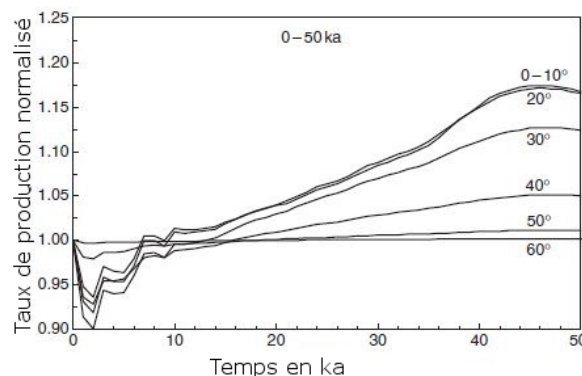


Figure 33 - Variations relatives du taux de production de nucléides cosmogéniques au niveau de la mer sur les 50 derniers milliers d'années en réponse au changement d'intensité du champ magnétique terrestre (Dunai, 2010)

b) La localisation de l'échantillon :

Le taux de production varie déjà par rapport à la latitude géomagnétique comme expliqué précédemment, mais il varie aussi en fonction de la position géographique de l'échantillon. La latitude, la longitude et l'altitude vont participer grandement à la modification de ce taux puisque il existe des zones de basse et haute pression (Fig. 35). La pression atmosphérique implique que les particules incidentes ont plus ou moins de chance de réagir avec les atomes de l'atmosphère en fonction de la quantité d'atome compris dans le volume d'air sur une surface. De plus, la pression atmosphérique diminue aussi avec l'altitude ce qui provoque l'augmentation du taux de production à la surface de la Terre (Fig. 36) (Lal, 1991). On utilise le *scaling factor* de Stone (2000) pour obtenir un coefficient de correction du taux de production (Sea Level High Latitude (SLHL)) en fonction de la latitude et de la pression atmosphérique directement calculée à partir de l'altitude de la surface.

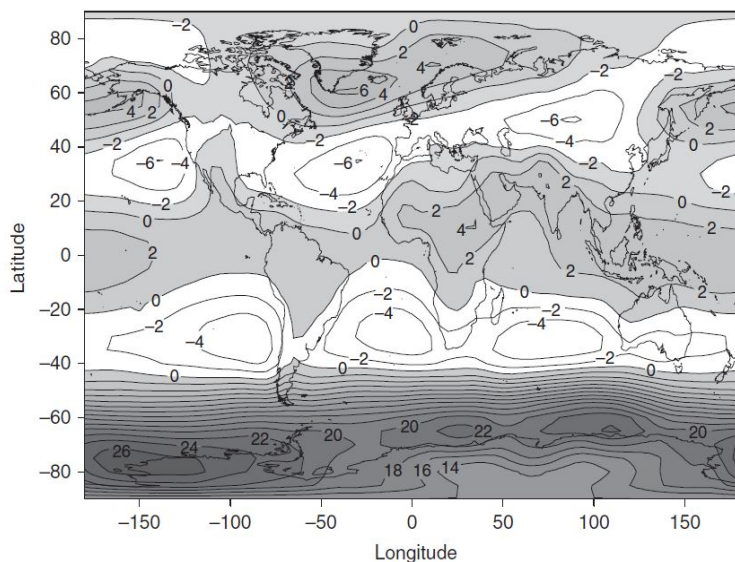


Figure 34 - Différence (en %) du taux de production au niveau de la mer par rapport à une pression moyenne de 1013,25 mbar en fonction de la latitude et de la longitude. Les valeurs négatives indiquent des zones de haute pression et les valeurs positives indiquent des zones de basse pression (extrait de Dunai, 2010)

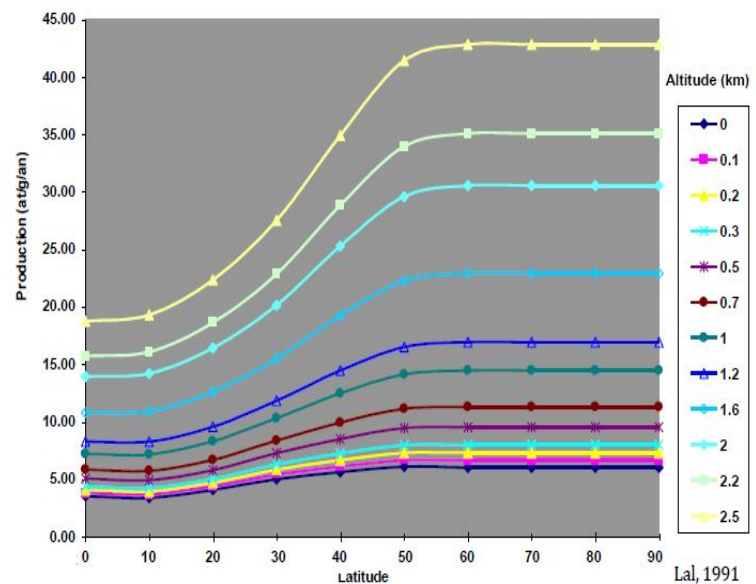


Figure 35 - Modulation du taux de production de nucléides cosmogéniques en fonction de la latitude et de l'altitude (extrait de Carcaillet, 2013 d'après Lal, 1991)

c) L'exposition de la surface :

Les taux de production *in situ* calculés dans les modèles sont pris sur des surfaces rocheuses planes et horizontales dans un milieu à ciel ouvert. Mais dans la nature, il n'est pas rare que la surface d'échantillonnage ne cumule pas ces conditions. Alors, le taux de production de cette surface nécessite une correction calculable à partir de de l'ouverture topographique des alentours et de l'inclinaison de la surface (Dunne *et al*, 1999).

Dans certains cas, la surface que l'on souhaite analyser est recouverte par moment ou en permanence par une couche de cendre volcanique, de végétation, de lœss ou de neige. Il est nécessaire de prendre en compte son épaisseur, sa densité et la durée de persistance pour la neige. Par exemple, une neige de densité 0.2 et d'épaisseur de 200 cm

recouvrant pendant 4 mois la surface en question entraîne une erreur de 7% sur l'âge (Gosse & Phillips, 2001).

2) Variation du taux de production dans les roches :

Le flux de rayonnement cosmique décroît selon une loi exponentielle avec l'épaisseur de roche traversée du fait de la dissipation rapide de l'énergie provoquée par la densité des roches (et donc d'atomes) et des réactions impliquées. Le taux de production des nucléides cosmogéniques *in situ* est la somme des productions occasionnées par les différentes particules permettant leur formation (muons et neutrons). Ainsi, pour le ^{10}Be il y a trois types de particules : les neutrons avec la réaction de spallation, les muons lents avec la réaction de capture et les muons rapides percutant les noyaux. Mais ces trois types de particules n'interagissent pas de la même façon avec la matière. Ainsi, la décroissance de leur taux de production d'un facteur e ($\sim 2,7$) (longueur d'atténuation Λ) en fonction de la profondeur n'est pas la même : 160 g/cm² pour les neutrons, 1500 g/cm² pour les muons lents et 4320 g/cm² pour les muons rapides (Braucher *et al*, 2011). (Fig. 37)

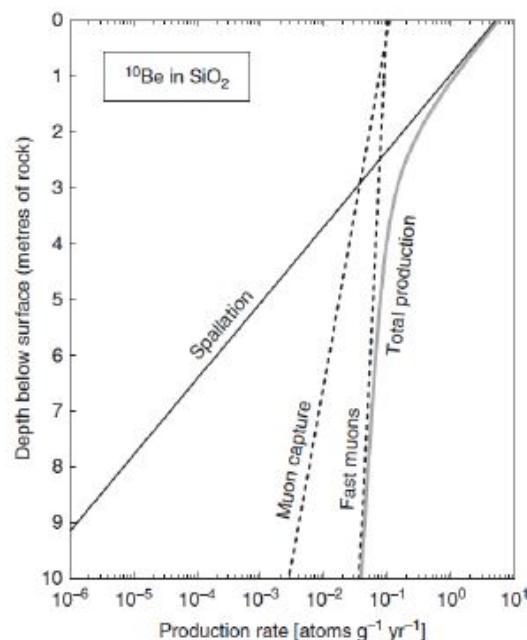


Figure 36 - Taux de production du ^{10}Be dans une roche de densité 2.7 à SLHL en fonction de la profondeur et du type de particule incidente (Dunai, 2010)

A la surface, la production issue de la spallation est principale mais une fois une profondeur de 3 mètres atteinte, ce sont les productions muoniques qui sont majoritaires. Enfin, c'est vers 30 mètres de profondeur que les particules secondaires n'ont plus suffisamment d'énergies pour impliquer la production de nucléides cosmogéniques *in situ* peut se faire jusqu'à 30 m.

II) Protocoles méthodologiques et expérimentaux :

A) Echantillonnage :

Afin de répondre aux conditions de la méthode et aux questions posées, il faut chercher les coupes de terrasses alluviales relativement accessibles et suffisamment

épaisses (2 à 3 m au minimum Fig. 36). Ainsi, trois terrasses ont été sélectionnées dans la plaine : T2 - Escatllars, T3 moyen - Couragade, T3 supérieur - 4 Chemins (Fig. 38).

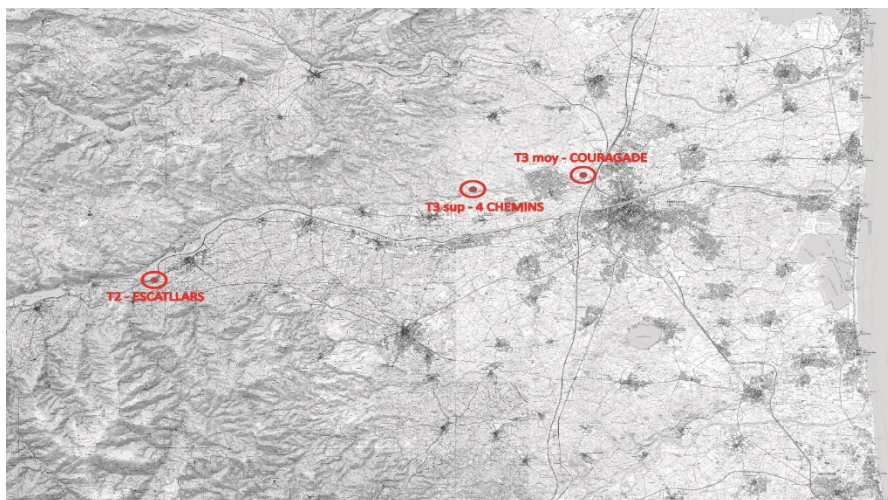


Figure 37 - Carte des lieux d'échantillonnages des profils verticaux pour les datations des terrasses (fond – carte topographique IGN au 50.000)

Afin d'obtenir une meilleure contrainte dans la simulation des résultats, il est nécessaire de prendre un nombre important d'échantillon par coupe. Il est conseillé de prendre plusieurs échantillons de surface pour moyenner leurs concentrations car elles sont importantes dans le calage du profil, c'est pourquoi on les a différenciés par leur couleur d'altération (blanc, rouge, jaune et gris/noir) en faisant l'hypothèse qu'ils ont subi la même histoire. Jusqu'à 2 mètres de profondeur, on essaye de prélever tous les 50 cm, puis, tous les mètres jusqu'à la base de la nappe (visible).

Les lithologies présentes dans les nappes alluviales de la Têt sont variées et de proportion différentes mais le quartz filonien est très fréquent du fait de sa dureté et sa résistance aux altérations. Comme dit précédemment, il est aussi un très bon choix pour les mesures car il est composé de Si et O - deux des atomes cibles pour la production de ^{10}Be *in situ*. Pour moyenner les concentrations en ^{10}Be pré-dépôt, qu'on appelle l'héritage d'un échantillon, on choisit préférentiellement de petits galets de quartz entre 1 et 3 cm de diamètre, mais dans T2 – Escatllars, les quartz sont nettement moins présents nous obligeant à prendre parfois des plus gros galets de quartz (5 à 10 cm) que l'on fracturera lors de la suite du protocole.

B) Extraction physico-chimique du Be :

C'est dans les laboratoires du CEREGE à Aix-en-Provence que les préparations et les analyses ont été menées.

1) Purification du quartz :

Les prélèvements sont broyés puis tamisés entre 0.25 mm et 1 mm ce qui permettra d'augmenter la surface de réaction lors des futures attaques chimiques. On pèse environ 125 g que l'on transfère dans une bouteille Nalgène de 250 mL. Les échantillons vont subir ensuite un lessivage à l'acide chlorhydrique (HCl) et à l'acide hexafluorosilicique (H_2SiF_6)

pendant 24 heures sous agitation continue. Cette manipulation est répétée autant de fois que nécessaire (ici, 3 fois) afin d'obtenir un quartz pur. Le sédiment est par la suite séché et pesé.

Une nouvelle série de 3 attaques séquentielles à l'acide fluorhydrique (HF) 40% en réactif limitant afin de dissoudre les éventuels minéraux non souhaités (feldspath et micas) mais aussi pour soustraire le ^{10}Be atmosphérique adsorbé sur la surface des grains (Brown *et al*, 1991). Les échantillons sont séchés et pesés. Pour la suite, on garde environ 15 g de quartz pur pour finaliser le protocole, le reste est mis de côté en « secours ». Les échantillons sont ensuite dissous totalement avec HF cette fois-ci en excès.

2) Extraction du Be :

Le ^9Be est très rarement présent dans le quartz mais il est nécessaire à la mesure du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ par l'AMS. C'est pourquoi on ajoute une quantité connue de ^9Be (*spike* ou entraîneur) de concentration connue. La solution est ensuite transvasée dans un bécher en téflon que l'on placera à l'évaporation quasi totale. On ajoutera au fur et à mesure de l'acide nitrique (HNO_3), toujours à l'évaporation, pour supprimer les derniers résidus organiques et remplacer l'HF.

Une fois évaporé, on solubilise le résidu avec de l'HCl à 7 M que l'on place dans un tube à centrifuger. On passe son pH à 8 en rajoutant quelques gouttes d'ammoniaque (NH_3) puis on le met à centrifuger pour permettre à la précipitation d'hydroxyde de béryllium ($\text{Be}(\text{OH})_2$) de se fixer dans le fond. On jette alors le surnageant et on garde le précipité que l'on re-solubilisera avec de l'HCl à 10,2M. Ce point nous permet de purifier la solution de quelques éléments non souhaités.

Les échantillons sont passés ensuite sur des résines échangeuse d'ions : DOWEY 1X8 pour éliminer le Fe et le Mn et DOWEY 50WX8 pour éliminer le B (un isobare² du ^{10}Be) l'Al et récupérer le Be. Après chaque passage dans une résine, on évapore la solution finie et on la précipite comme précédemment. Une dernière fois, le précipité est solubilisé mais évaporé entièrement dans un creuset en céramique qui par la suite est mis au four à 700°C pendant 1 heure pour former des oxydes de béryllium (BeO).

La poudre obtenue est ensuite mélangée avec une poudre de niobium (conducteur) pour être pressée dans des cathodes de cuivre. Ce sont les cibles qui sont introduites dans la source de l'AMS pour être enfin mesurée.

En plus de tous les échantillons, un blanc a été préparé à côté ayant subi les mêmes traitements afin de prendre en compte d'éventuelles pollution issues des réactifs chimiques utilisés mais surtout pour vérifier qu'il n'y a pas eu de contamination croisée entre échantillon.

² Élément chimique différent mais possédant une masse équivalente.

C) La mesure par AMS :

Le CEREGE est équipé d'un AMS pouvant atteindre une puissance de 5 MV, on le nomme ASTER (Accélérateur pour les Sciences de la Terre, Environnement, Risques).

Les cosmonucléides produits *in situ* sont généralement en très faible quantité dans les roches alors que leurs homologues les isobares (même nombre de masse mais espèce chimique différente) et isotopes (même espèce chimique mais pas le même nombre de masse) stables sont en abondance. Dans le cas du ^{10}Be , son isobare est le ^{10}B et son isotope est le ^9Be .

Un spectromètre de masse classique permet de faire la différence entre des ions de même charge mais de masses différentes (isotope) en se déplaçant dans un champ magnétique. Dans le cas de la spectrométrie de masse par accélérateur, l'accélération permet, grâce à l'énergie procurée aux ions, d'avoir accès à leur structure nucléaire et donc par conséquent de séparer les isobares. Les échantillons cathodés sont bombardés par du césium dans le but de les ioniser en direction du secteur magnétique. Des fentes sont disposées pour éliminer les ions dispersés et les diriger en direction des collecteurs. Ils sont ensuite accélérés par différence de potentiel dans un champ électrique (intense) et déviés sous l'action d'un champ magnétique. Chaque ion se verra dévié selon sa masse atomique : sachant que les plus légers sont les plus déviés (^9Be) et sont détecté par une cage de Faraday. Enfin, l'atome rare (^{10}Be) est ensuite compté un à un par un détecteur (Fig. 39).

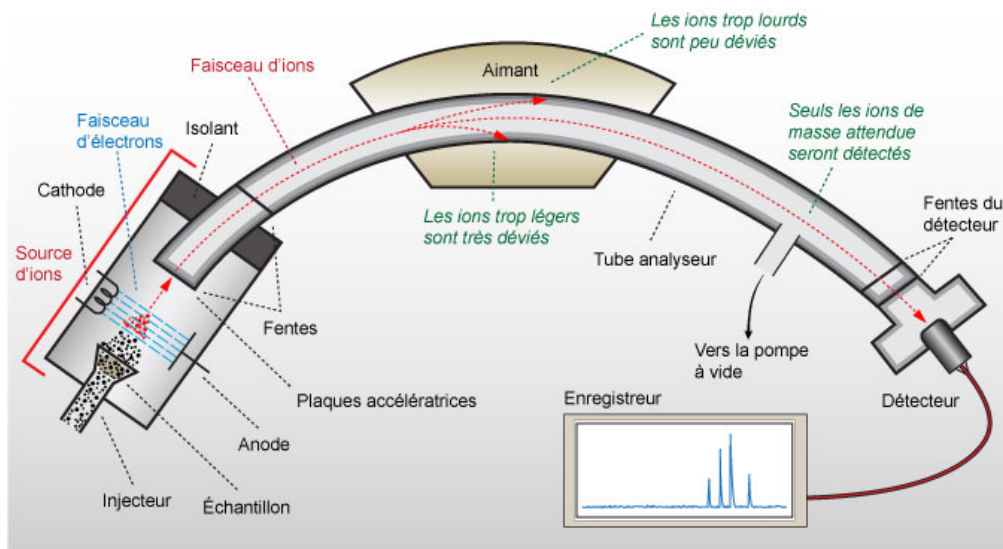


Figure 38 - Schéma de fonctionnement d'un spectromètre de masse classique – si on rajoute un module d'accélération (champ électrique intense) on a un AMS. (D'après le site de l'UVED)

D) Le traitement des données brutes :

Les résultats des mesures AMS nous donne des rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ et leur incertitude. Mais, on dispose de toutes les informations (masse, concentration...) que l'on a noté et calculé au cours de la préparation chimique dans le but d'obtenir la concentration de ^9Be et de ^{10}Be dans chaque échantillon.

La quantité en ^9Be dans l'échantillon est donnée par la quantité et la concentration d'entraîneur que l'on a mis lors du *spike*, et la concentration dérive de la masse de quartz de l'échantillon :

- $N_{9\text{Be}}$ est le nombre d'atomes de ^9Be en at
- $M_{9\text{Be}} = 9.012182 \text{ g.mol}^{-1}$ – est la masse molaire de ^9Be
- m_s est la masse du spike en μg
- $C_s = 3025 \text{ ppm}$ – est la concentration du spike
- $N_A = 6,02214179 \cdot 10^{23} \text{ mol}^{-1}$ – est le nombre d'Avogadro

$$N_{9\text{Be}} = \frac{m_s * C_s * N_A * 10^{-6}}{M_{9\text{Be}}}$$

Connaissant la concentration en ^9Be , on peut maintenant en déduire la concentration en ^{10}Be en utilisant les rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ obtenus lors des mesures :

- $N_{10\text{Be}}$ est la concentration en ^{10}Be en at.g^{-1}
- R_{ech} est le rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ de l'échantillon
- R_{bl} est le rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ du blanc
- m_q est la masse de quartz de l'échantillon

$$N_{10\text{Be}} = \frac{N_{9\text{Be}}}{m_q} * (R_{\text{ech}} - R_{\text{bl}})$$

L'incertitude de la concentration en ^{10}Be est calculable à partir de la formule suivante :

- $\sigma_{10\text{Be}}$ est l'incertitude de la concentration de ^{10}Be mesurée
- σ_R est l'incertitude du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ de l'échantillon mesuré par la machine en %

$$\sigma_{10\text{Be}} = C_{10\text{Be}} * \frac{\sigma_R}{100}$$

III) Application des nucléides cosmogéniques *in situ*:

A) Principe :

La concentration d'un échantillon en ^{10}Be produit *in situ* à partir du moment du dépôt est donnée par cette équation (Braucher *et al*, 2011):

- N est la concentration de ^{10}Be dans l'échantillon en at.g^{-1}
- x est la profondeur de l'échantillon en g.cm^{-2}
- ε est le taux de dénudation en $\text{g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$
- t est l'âge de la formation en an
- $\lambda = 4.99746 \cdot 10^{-7} \text{ an}^{-1}$ – est la constante de désintégration du ^{10}Be
- N_0 est la concentration en ^{10}Be héritée
- P est la production du lieu étudié en surface dû aux : en $\text{at.g}^{-1}.\text{an}^{-1}$
- Λ est la longueur d'atténuation des : en g.cm^{-2}
- o n : neutrons ($\Lambda = 160 \text{ g.cm}^{-2}$)
- o ml : muons lents ($\Lambda = 1500 \text{ g.cm}^{-2}$)
- o mr : muons rapides ($\Lambda = 4320 \text{ g.cm}^{-2}$)

$$N(x, \varepsilon, t) = \frac{P_n \times e^{x/\Lambda_n} \left(1 - e^{-t(\frac{\varepsilon}{\Lambda_n} + \lambda)}\right)}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_n} + \lambda} + \frac{P_{ml} \times e^{x/\Lambda_{ml}} \left(1 - e^{-t(\frac{\varepsilon}{\Lambda_{ml}} + \lambda)}\right)}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_{ml}} + \lambda} + \frac{P_{mr} \times e^{x/\Lambda_{mr}} \left(1 - e^{-t(\frac{\varepsilon}{\Lambda_{mr}} + \lambda)}\right)}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_{mr}} + \lambda} + N_0(x, \varepsilon, t) * e^{-\lambda t}$$

Cette équation possède 4 inconnues :

- la profondeur dépendant de la densité de la roche :

$$x (g.cm^{-2}) = \text{profondeur (cm)} * \text{densité (g.cm}^{-3}\text{)}$$
- l'âge du sédiment : t
- le taux de dénudation subit par la surface : ε
- l'héritage du sédiment : N_0

La concentration en ^{10}Be est contrôlée par une balance entre les gains et les pertes. D'un côté, nous avons la production qui accroît cette concentration avec le temps et de l'autre, nous avons le phénomène d'érosion et la désintégration nucléaire qui tend à la diminuer. Cette balance peut se trouver dans un système d'équilibre où les gains sont compensés par les pertes. Dans ce cas, la concentration a atteint un état stationnaire (ou « steady-state »). Cet état arrive d'autant plus vite que le taux d'érosion est important.

B) Leur utilisation :

- 1) Applications fondées sur la mesure d'un seul nucléide cosmogénique sur un seul échantillon prélevé en surface :

La concentration obtenue peut être modélisée soit en termes de durée d'exposition minimale dans le cas où on peut postuler une érosion et un héritage nuls, soit en termes de taux de dénudation maximal dans le cas où on peut postuler une durée d'exposition très longue (d'autant plus longue que le taux de dénudation est faible). C'est le contexte géologique qui permet de déterminer quelle hypothèse de départ est la plus appropriée à l'histoire réelle de l'échantillon (Fig. 40)

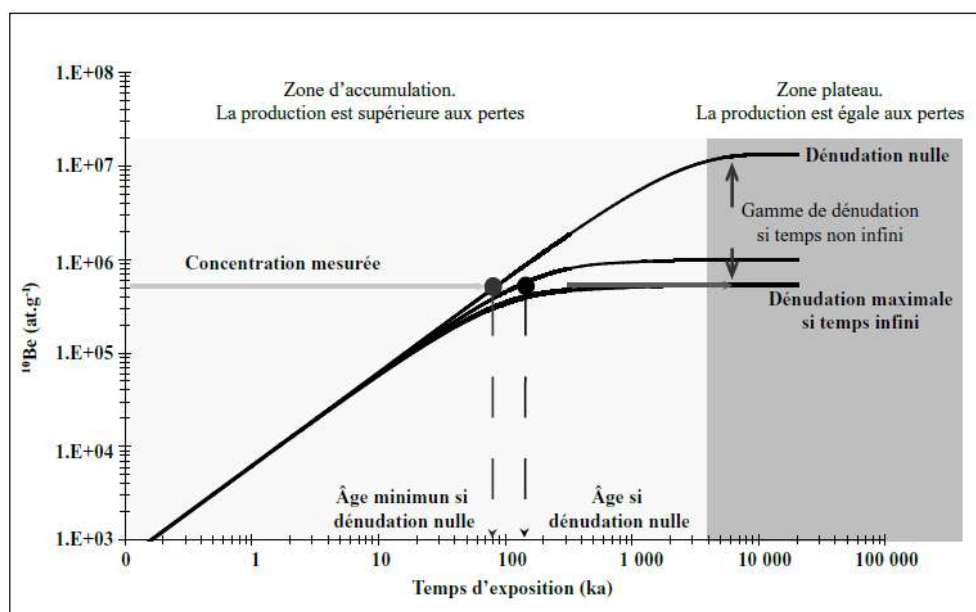


Figure 39 - Evolution de la concentration en fonction du temps d'exposition et de l'érosion d'une surface (d'après Bourlès et al, 2008)

2) En profil vertical :

Le fait de prélever plusieurs échantillons à différentes profondeurs permet de modéliser à la fois la durée d'exposition, le taux de dénudation, l'héritage et la densité de la nappe alluviale. L'héritage d'exposition correspond à la concentration de NC acquises sur le bassin versant, pendant le transport fluvial jusqu'au dépôt dans la nappe (Fig. 41).

Compte tenu de la longueur d'atténuation des neutrons et des muons lents et rapides (respectivement 160, 1500 et 4320 g/cm²), la concentration en surface (dans les 2 à 3 premiers mètres) est essentiellement d'origine neutronique alors qu'elle est majoritairement d'origine muonique en profondeur. Compte tenu de cela, et aussi compte tenu de fait que l'érosion n'agit qu'en surface, la part neutronique atteint le *steady-state* plus vite que la part muonique. Si la coupe est suffisamment épaisse et le taux de dénudation de la nappe alluviale relativement faible (ce qui est très vraisemblable lorsque les nappes alluviales sont correctement préservées), il est fort probable que la concentration à la base de la nappe n'ait pas atteint le *steady-state*. Dans ce cas, les échantillons de la base permettent de caler la durée d'exposition et les échantillons de surface permettent de caler la dénudation.

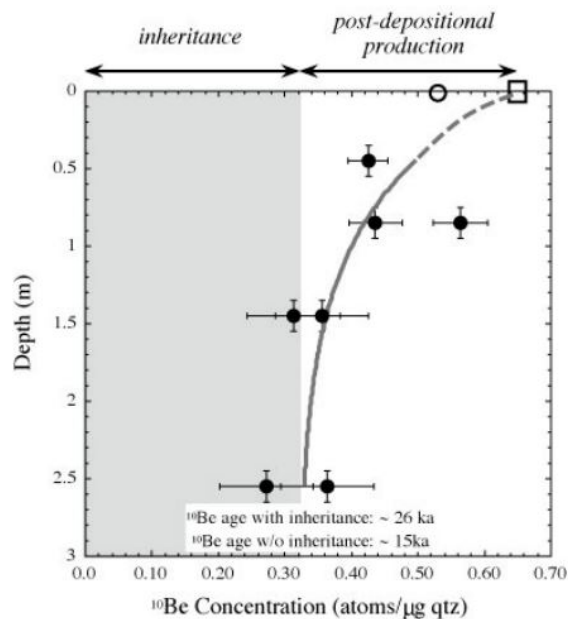


Figure 40 - Evolution de la concentration en ¹⁰Be in situ en fonction de la profondeur (avec héritage) (d'après Burbank & Anderson, 2011)

C) Simulation des résultats :

Pour utiliser la méthode par profil vertical, on doit résoudre l'équation composée des quatre inconnues (ϵ , t , x et N_0). Pour se faire, on réalise une simulation dans le but de faire correspondre la concentration mesurée avec une concentration théorique en fonction de valeurs de variables données : pour x_1 , ϵ_1 , t_1 , N_{01} , il en résulte une valeur N_{th1} . Alors, pour mesurer la distance entre la valeur mesurée et celle-ci, on utilise un test χ^2 donné par la formule (Siame *et al*, 2004) :

- N_{mes} est la concentration de l'échantillon en ^{10}Be mesurée
- N_{th} est la concentration théorique en ^{10}Be pour une certaine valeur de x , ε , t et N_0
- σ_{mes} est l'incertitude de la mesure en ^{10}Be

$$K\chi^2 = \left(\frac{N_{mes} - N_{th}(x, \varepsilon, t, N_0)}{\sigma_{mes}} \right)^2$$

Ainsi, plus le χ^2 de la simulation est petit, plus le scénario se rapproche de la réalité mesurée. Il faut noter que dans cette méthode, la valeur prise par chaque variable est utilisée par tous les échantillons du profil. Ainsi, il faut que la somme des χ^2 des différents échantillons soit minimale pour que ce scénario soit proche de la réalité.

Il existe sur Excel un outil « Solver » permettant d'obtenir des valeurs de χ^2 minimales en prenant en compte les 4 inconnues par la modification de leurs valeurs. Mais, une méthode bien plus adéquate existe pour développer des scénarios probables en grande quantité : la simulation Monte-Carlo. Il s'agit d'un générateur de profil par la modulation aléatoire des variables, cela permet d'obtenir en fin de simulation une description probabiliste de tous les scénarios envisagés. Cette méthode est accessible par le programme de Hidy *et al*, 2010 sous Matlab® qui est une interface entièrement dédiée à la simulation Monte-Carlo pour les profils verticaux par nucléide cosmogénique produit *in situ*. La version utilisée est la 1.2 avec les modifications apportées sur la production muonique (lent et rapide) de Braucher *et al*, 2011.

Ce programme permet notamment de contraindre les variables du système via des observations géologiques plausibles – voici les contraintes utilisées dans ce travail pour tous les profils :

- L'âge est compris entre 0 et 1 million d'années. Du fait des résultats des datations ESR, même si peu précises, le système des terrasses moyennes se situe dans le dernier million d'année.
- L'érosion est comprise entre 0 et 2 cm.k^{-1} (20 m.Ma^{-1}). Les niveaux étudiés sont relativement bien préservés ce qui indique un taux de dénudation faible. Si ce dernier était supérieur à 20 m/Ma , il ne resterait sans doute plus ces nappes.
- La densité du sédiment est comprise entre 2.0 et 2.6. Comme nous n'avons pas fait de vérification de densité sur les nappes, une ouverture plausible et large est donc logique.
- L'héritage est compris entre 0 et 1 million d'at/g. On choisit arbitrairement une gamme large.

Les profils des différents niveaux de terrasses sont simulés 100 000 fois selon ces contraintes de variable, leurs localisations et leurs *scaling factor* afin obtenir un large nombre de scénario possédant un χ^2 minimum. Les résultats sortent ensuite sous forme de graphiques et de tableaux statistiques (min, max, moy, $1/2\sigma$, χ^2 min).

IV) Résultats :

Les concentrations en ^{10}Be mesurées dans les échantillons des trois profils décrits précédemment sont présentées dans le tableau ci-dessous (Tab. 10)

Location	Code d'échantillonnage	Profondeur (en cm)	Concentration en ^{10}Be (at/g)	Incertitude (at/g)
T2 - Escattlars N 42° 39' 36.9" E 2° 35' 50.3" 181 m.a.s.l	ESC 15-0	0	353464	12081
	ESC 15-1	40	172872	7807
	ESC 15-2	65	106845	5220
	ESC 15-3	125	97994	4976
	ESC 15-4	200	60220	3422
	ESC 15-5	300	N.M.	N.M.
	ESC 15-6	475	36220	6578
T3 moyen - Couragade N 42° 43' 21.3" E 2° 51' 50.7" 50 m.a.s.l.	COUR 15-03R	0	652593	22144
	COUR 15-02B	0	546035	17239
	COUR 15-01J	0	1124069	36664
	COUR 15-0	0	879724	27214
	COUR 15-1	50	369131	11646
	COUR 15-2	100	183799	6305
	COUR 15-3	150	249293	8701
	COUR 15-4	200	136303	11280
	COUR 15-5	250	56931	6369
	COUR 15-6	340	74534	3571
T3 supérieur - 4 Chemins N 42° 42' 36.4" E 2° 47' 48.5" 80 m.a.s.l	4CHE 15-03B	0	536795	17015
	4CHE 15-02G	0	377388	14580
	4CHE 15-01R	0	1157564	39426
	4CHE 15-1	45	414673	13150
	4CHE 15-2	80	193115	12070
	4CHE 15-3	120	369047	19816
	4CHE 15-4	170	76581	5257
	4CHE 15-5	260	201920	6654
	4CHE 15-6	380	66105	6442

Tableau 10 - Concentration en ^{10}Be des profils verticaux des différentes terrasses échantillonnées

Pour les trois profils, les concentrations décroissent exponentiellement de la surface vers le bas du profil comme le prédit la théorie ; cela implique que tous les échantillons ont subi la même histoire d'exposition et qu'ils ont toujours eu la même position relative. (Fig. 41b, 42b et 43b).

A) T2 – Escattlars :

La terrasse T2-Escattlars (Fig. 41a), se situe sur la rive droite de la Têt au débouché de la moyenne vallée et surplombe le cours actuelle de la rivière de 40 m. La coupe échantillonnée correspond à une tranchée de route liée au tracé de la N116. 7 prélèvements ont été réalisés sur cette coupe sur 4,75 m d'épaisseur (Tab 10). Un échantillon en profondeur (ESC 15-5) n'a pas pu être analysé car la quantité de matière lors de la mesure n'était pas assez importante.

Les concentrations TCN mesurées sur ce profil vertical ont fait l'objet d'une simulation Monte-Carlo sans contrainte de variables. Le résultat qui en découle est une densité moyenne de 4.20 ce qui est fondamentalement impossible pour une formation sédimentaire de type nappe alluviale. Cette donnée nous informe que cette coupe a subi une troncature dans sa partie supérieure provoquant, lors des simulations, une compensation de l'épaisseur initiale par une valeur de densité anormalement haute.

Les résultats montrent que la concentration TCN mesurée sur la nappe T2 était en état stationnaire au terme de 50 ka d'exposition (cf. alignement vertical des solutions acceptables sur Fig. 41c et palier horizontal sur la Fig. 41d). Ainsi, la durée d'exposition produite par la modèle ne peut être exploitée qu'en termes d'âge minimum (51,6 ka). En revanche, la modélisation prédit de manière très précise la vitesse à laquelle le plan de terrasse s'est abaissé depuis son exposition initiale avec un taux de dénudation de $10,2^{+1,5}_{-1,1}$ m/Ma. L'héritage moyen estimé est quant à lui de 39 000 at/g et de densité moyenne de 2,48.

B) T3 moyen – Couragade :

Cette terrasse (Fig. 42a), T3 moyen – Couragade, se situe sur la rive gauche de la Têt, entre la ville de Saint-Estève et le quartier du Moyen Vernet de Perpignan. La coupe correspond à une carrière creusée dans la nappe alluviale et le Pliocène sous-jacent. On a prélevé, sur une épaisseur de 3.50 m, 10 échantillons dont 4 de surface : 1 dans la coupe en dessous des déblais (sol supérieur beige clair (Fig. 42a) et 3 dans les vignes qui bordent la carrière en les discriminants par couleur (rouges, jaunes et blancs) et donc par origine (tab).

Comme pour T2-Escattlars, la concentration des échantillons décroît exponentiellement avec la profondeur ce qui permet de bien contraindre les différents profils obtenus lors de la simulation (Fig. 42b).

Les points bleus du graphique âge/dénudation (Fig. 42c), exprimant les 100 plus petits khi^2 , se positionnent selon un axe vertical ce qui indique que cette terrasse T3 moyen

est aussi à l'état de « steady-state ». Comme pour T2, seulement un âge minimum est récupérable : 146.6 ka, mais le taux de dénudation est très bien contraint $3,7^{+0,4}_{-1,1}$ m/Ma. Cette terrasse possède une densité moyenne de 2,30 et un héritage de 65 000 at/g (Fig. 42d)

C) T3 supérieur – 4 Chemins :

Cette terrasse (Fig. 43a), T3 supérieur – 4 Chemins, se situe sur la rive gauche de la Têt, à 2,6 km de celle-ci. La coupe correspond à une tranchée dans le talus de la route localisée au rond-point faisant l'intersection entre la D616A de Saint-Estève et la D614 venant de Baixas. On a prélevé 9 échantillons dont 3 de surface dans la vigne au-dessus du profil en fonction de leur couleur (rouge, blanc, gris/noir), le tout sur une épaisseur de 3.80 m (Tab. 10)

La concentration des échantillons décroît de manière exponentielle avec la profondeur (Fig. 43b). Les prélèvements 4CHE-3 et 5 s'éloignent quelques peu du trend car ils possèdent des concentrations supérieures à ceux celles qui les surmontent respectivement. Cela pourrait être dû au remaniement de matériaux depuis le sommet de l'affleurement d'éléments tombés d'un peu plus haut. Mais, leurs concentrations respectives ne sont pas si surdosées par rapport aux autres concentrations sus-jacentes, on les garde donc dans la simulation.

Les résultats des densités de probabilités montre que (Fig. 43d) l'âge n'est pas du tout contraint du fait de l'allure de plateau de la fonction. En outre, le graphique âge/dénudation (Fig. 43c) nous donne ce même bilan par sa forme en entonnoir. La terrasse T3 supérieur à atteint elle aussi est à l'état stationnaire. Les simulations donnent un âge minimum de 93,6 ka mais une dénudation probable de $5,4^{+0,9}_{-1,2}$ m/Ma, un héritage de 98 000 at/g et une densité moyenne de 2,30

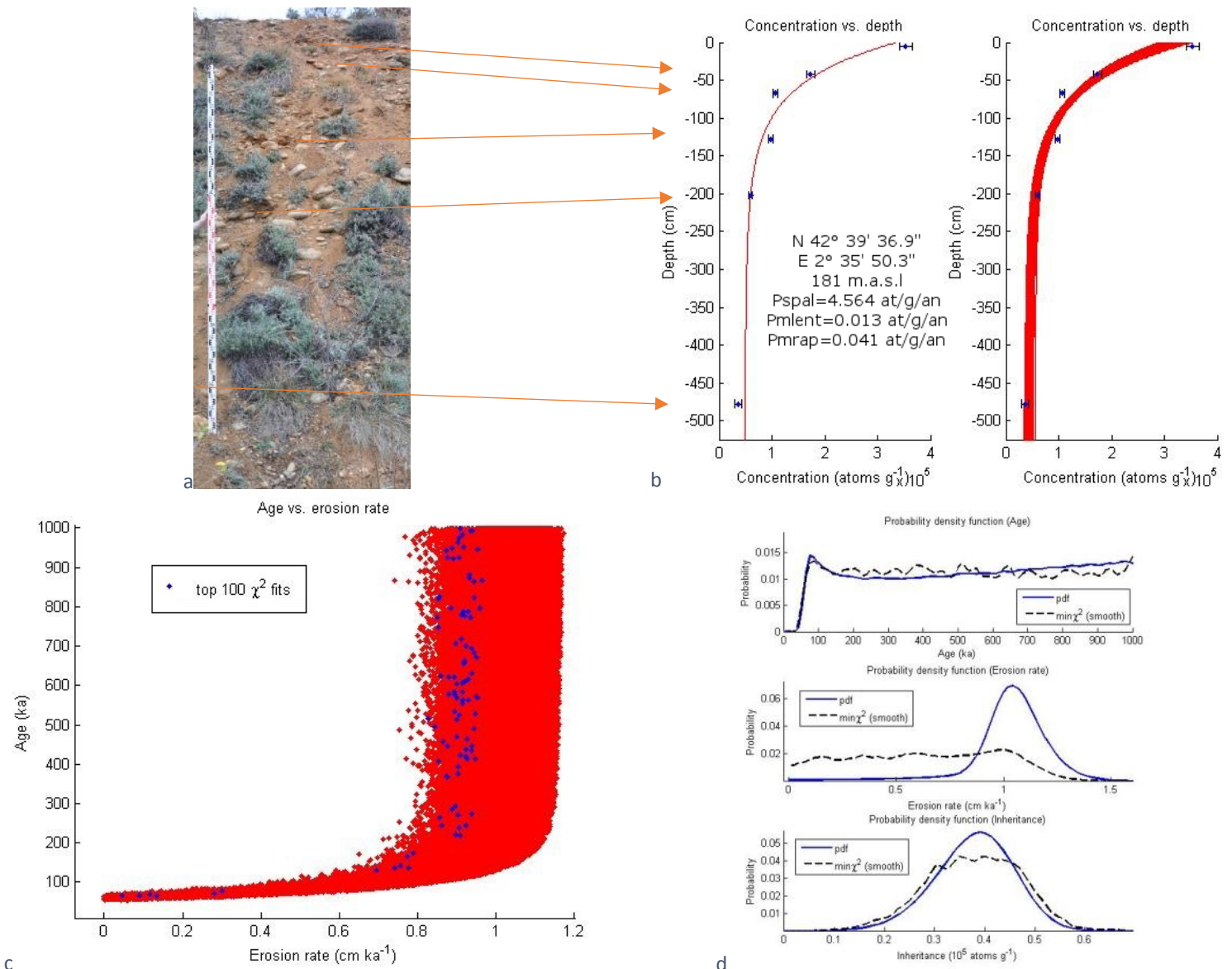


Figure 41 - Planche T2 – Escatllars a - Photo de la coupe d'échantillonnage (photo prise par M. Calvet) b – Concentration (at/g) en fonction de la profondeur (cm) (à gauche best fit ; à droite : all fit) c – Âge (ka) en fonction du taux d'érosion (cm/ka) (points bleus : top 100 χ^2 ; points rouges : all χ^2) d – Densité de probabilité en fonction, du haut vers le bas, de l'âge (ka), du taux d'érosion (cm/ka) et de l'héritage (10^5 at/g)



a

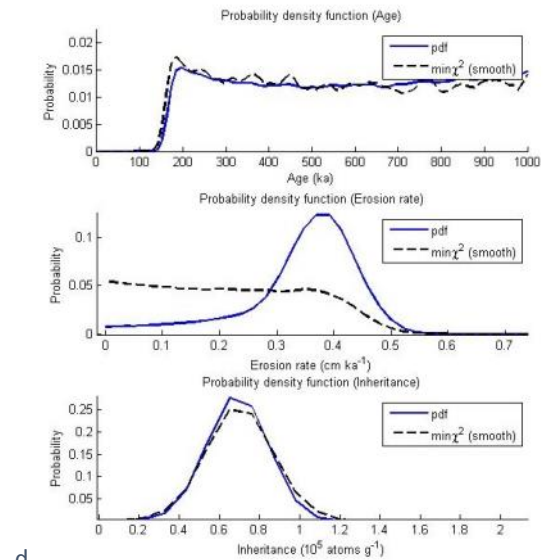
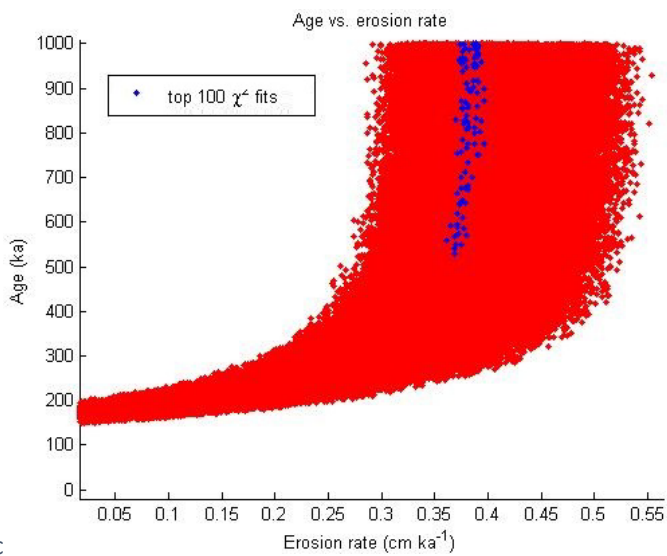
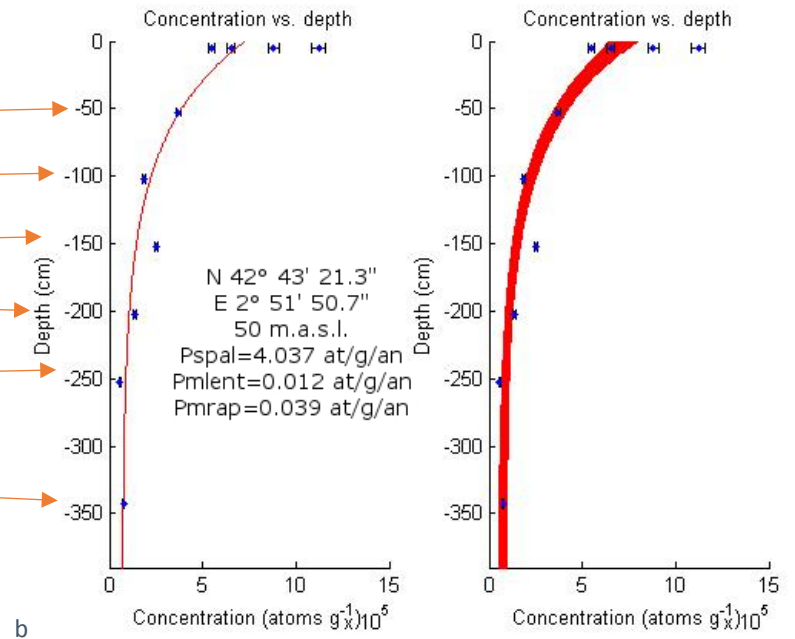


Figure 42 - Planche T3 moyen – Couragade a - Photo de la coupe d'échantillonnage (photo prise par M. Calvet) b – Concentration (at/g) en fonction de la profondeur (cm) (à gauche best fit ; à droite : all fit) c – Âge (ka) en fonction du taux d'érosion (cm/ka) (points bleus : top 100 χ^2 ; points rouges : all χ^2) d – Densité de probabilité en fonction, du haut vers le bas, de l'âge (ka), du taux d'érosion (cm/ka) et de l'héritage (10^5 at/g)

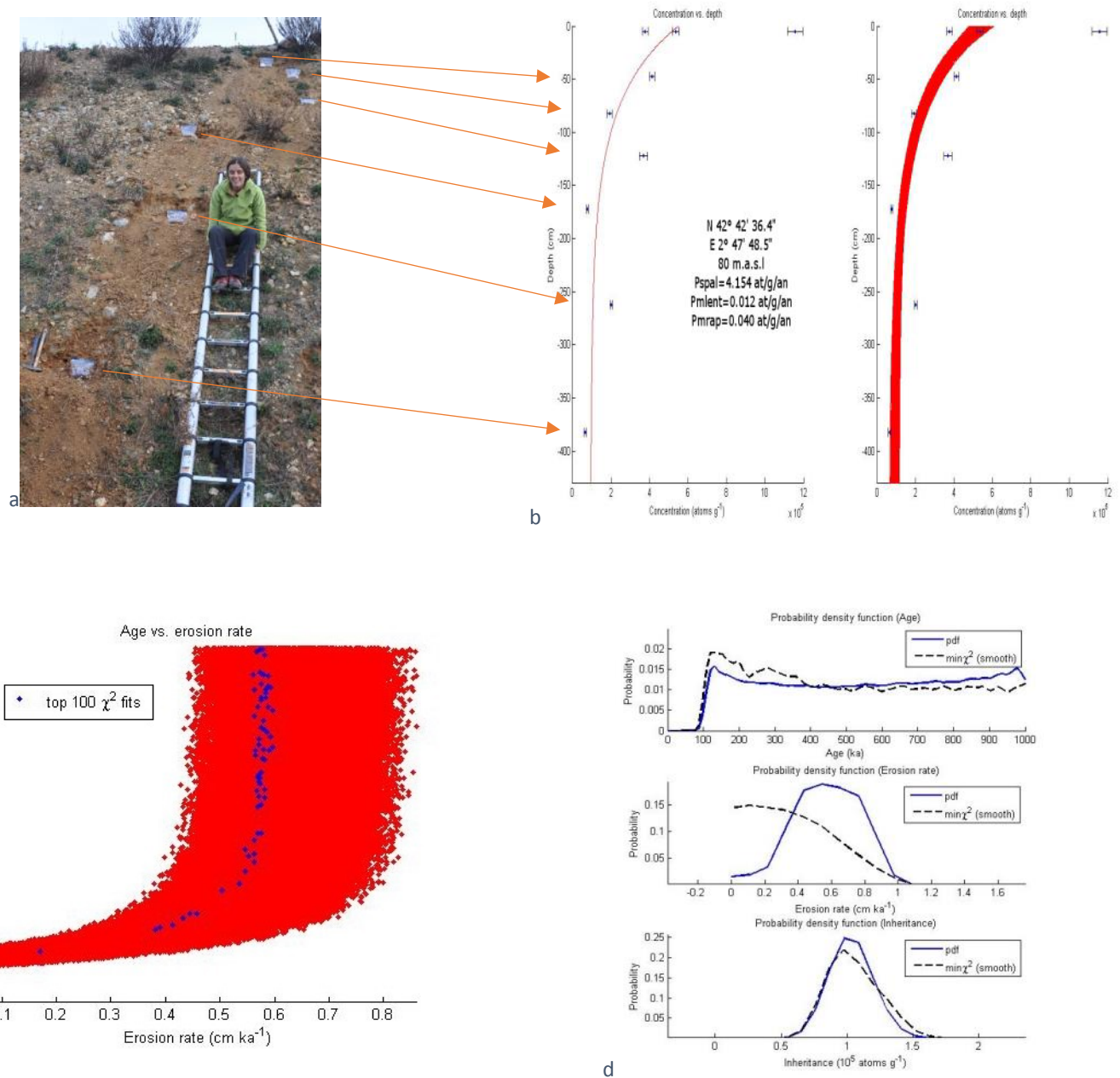


Figure 43 - Planche T3 supérieur – 4 Chemins a - Photo de la coupe d'échantillonnage (photo prise par M. Calvet) b – Concentration (at/g) en fonction de la profondeur (cm) (à gauche best fit ; à droite : all fit) c – Âge (ka) en fonction du taux d'érosion (cm/ka) (points bleus : top 100 χ^2 ; points rouges : all χ^2) d – Densité de probabilité en fonction, du haut vers le bas, de l'âge (ka), du taux d'érosion (cm/ka) et de l'héritage (10^5 at/g)

V) Interprétation :

Le tableau ci-dessous récapitule les résultats des modélisations effectuées sur les trois profils :

Niveau de terrasse	Âge minimum (ka)	Taux de dénudation probable (m/Ma)	Héritage probable (10^4 at/g)	Densité moyenne
T2 - Escatlars	51,6	10,2 ^{11,7} _{9,1}	3,9	$2,48 \pm 0,08$
T3 moy - Couragade	146,6	3,7 ^{4,1} _{2,6}	6,5	$2,30 \pm 0,14$
T3 sup – 4 Chemins	93,6	5,4 ^{6,3} _{4,2}	9,8	$2,30 \pm 0,15$

Tableau 11 - Tableau récapitulatif des résultats des simulations des profils verticaux des différentes terrasses échantillonnées

Les résultats proposés par les différentes simulations des profils verticaux ne nous permettent pas de dater les niveaux étudiés précisément du fait qu'ils sont tous à l'état de « steady-state ». Globalement, les graphiques âge/dénudation possèdent une forme en entonnoir décrit plus symboliquement par les fonctions de densités de probabilités pour l'âge en plateau où chaque solutions entre 51,6 ka et 1 MA n'ont aucune différences de probabilité avec les autres. Finalement, on peut tout de même obtenir l'âge minimum du dépôt de ces différentes terrasses qui nous permettent ensuite d'évaluer le cadre climatique (MIS) minimum en postulant leur dépôt dans une période froide.

La nappe T2 possède un âge minimum de 51,6 ka. L'aggradation se passe lors d'une période froide (postulat), on peut placer le dépôt de cette terrasse au moins au MIS 4 (57-71 ka). Il est tout aussi possible cela se situe dans le MIS 5.2, 5.3 ou 6 (123-191 ka). On peut se limiter à ce dernier car l'altération de cette nappe est visible à l'œil nu et les critères altérologiques définis pas le tableau 1 indique qu'il est soumis à une pédogénèse depuis quelques temps. Néanmoins, il serait abusif de repousser la limite au MIS 8 (243-300 ka) car cela serait trop vieux par rapport à la qualité des processus d'altération.

La génération T3 est subdivisée en sous-niveau de terrasse d'état d'altération indifférenciable montre que ces nappes sont soit contemporaine l'une de l'autre soit comme le propose Calvet (1994) une terrasse déstructurée par la Néotectonique quaternaire. Il serait donc logique de rapporter l'âge minimum de T3 moyen (la plus grande des deux) comme un âge minima à cette génération mais aussi du fait que T3 supérieur se positionne plus haut par rapport à l'altitude relative et donc supposément plus « vieux ». Ainsi, la nappe T3 se serait déposée il y a au moins 146,6 ka ce qui la placera au minimum dans le MIS 6 mais suggère aussi, par son altération prononcée (Tab. 1), aux MIS de phase froide suivants.

Les taux de dénudations probables obtenus par la simulation ne nous permettent malheureusement pas d'en déduire quelque chose de significatif.

Conclusion

Nous avons daté par deux méthodes ces terrasses : la méthode RPE sur quartz et la méthode par profil vertical de nucléide cosmogéniques produit *in situ* (^{10}Be).

Dans le premier cas, nous avons identifié un problème global provenant du quartz même car celui-ci n'est pas assez radiosensible, cela provoque lors des analyses une intensité RPE très variable et une croissance limitée. Cela peut être expliqué par la composition du sédiment, par l'intermédiaire d'éléments traces inhibiteurs dans des impuretés du quartz ou par une altération de sa structure lors des épisodes métamorphiques (très présent dans la région). Néanmoins, des dates relativement précises (analytiquement) ont pu être obtenues pour les niveaux T1 (avec un biais sur l'aliquote naturel) et T2 datés respectivement à 13,1 et 174 ka. Pour T3, l'échantillon daté retenu possède une large incertitude (30%) et un point naturel suspect pouvant provoquer une nette surestimation de la date ce qui nous permet d'utiliser celle-ci en tant que limite supérieure (618 ka). Quant à T4, aucun échantillon n'a su être capable de donner une date satisfaisante. Enfin pour T5, trois échantillons, possédant la même caractéristique de haute variabilité d'intensité RPE, nous délivre une date indicative cohérente (1 MA).

Dans le second cas, les simulations Monte-Carlo sur les profils des niveaux de terrasse T2 et T3 ont indiqué qu'ils étaient tous les deux, même en profondeur, à l'état de steady-state, c'est-à-dire qu'ils ont passé le point d'équilibre entre les gains contrôlés par la production de ^{10}Be et les pertes définies par la dénudation et la décroissance radioactive de ^{10}Be ($t_{1/2} = 1,39 \text{ Ma}$). Néanmoins, ces simulations nous procurent des solutions d'âge minimum, 51,6 ka – pour T2 et 146,6 ka – pour T3, soit des dates cohérentes avec les datations RPE.

Ainsi, ces données nouvelles ne sont pas contradictoires avec la stratigraphie préalablement établie sur la base de critères relatifs, notamment l'altération. Malheureusement, ces résultats ne permettent pas de caler les niveaux aussi précisément qu'on pouvait l'espérer au lancement de cette étude. On peut néanmoins exploiter ces sets de données pour pouvoir corrélérer le dépôt de ces nappes avec les stades isotopiques à partir de la courbe LR04 (Lisiecki & Raymo, 2005). Une fois ces éléments placés dans une chronostratigraphie, on peut en évaluer les vitesses d'altération des nappes alluviales et les vitesses d'incisions entre les toits des terrasses et leur hauteur par rapport au fleuve.

I) Corrélation isotopiques :

Pour effectuer une corrélation avec la courbe isotopique (LR04), on a besoin d'une analyse critique des dates obtenues et de celles des auteurs précédents. De plus, d'après les forages sur le plateau continental (Monaco, 1971), les basses nappes alluviales sont raccordées directement à des niveaux de bas marin, ce qui permet d'affirmer que leurs dépôts se sont déroulés pendant les phases froides, nous rapportant donc à tous les stades isotopiques marins (SIM ou MIS) de phase froide (numéros pairs).

La nappe T1 est datée par RPE à $13,1 \pm 2,6$ ka ce qui concorde, en tenant compte du biais du point naturel, avec la date ^{14}C à 18,9 ka obtenue sur des coquilles de gastéropodes (Monaco, 1971). Ces éléments permettent de la rapporter à la transition MIS 2/1 et plus précisément au Tardiglaciaire.

La terrasse T2 obtient une date minimale de 51,6 ka par la méthode des cosmonucléides et une date à $174 \pm 44,3$ ka par méthode RPE. Cette dernière date semble plutôt cohérente avec l'altération déjà prononcée de cette nappe. L'incertitude de cette même date est large et couvre parfaitement le MIS 6.

La génération T3 obtient une date minimale de 146,6 ka et par la méthode RPE, une date à 618 ka or celle-ci semble être surestimée du fait du point naturel d'intensité RPE anormale ce qui nous permet de l'utiliser comme une date maximale. De plus, T2 étant placé dans le MIS 6 et la différence d'altération notable entre ces deux nappes, on peut donc situer la terrasse T3 au moins dans le MIS 8 et au maxima dans le MIS 14 (début à 563 ka).

Les dates proposées par la méthode RPE de la nappe T5 sont indicatives et donnent un ordre de grandeur du million d'années. Cette date est plutôt cohérente avec la datation de la haute terrasse du Verdoube par Laaraich (1996) à 930 ± 130 ka et avec les datations moyennées à $1,2 \pm 0,29$ Ma de la grotte du Faubourg issu de l'étagement karstique établi dans la vallée de la Têt. Cette grotte se profile avec le niveau échantillonné à Villefranche qui est un placage alluvial contre les parois de la vallée sauvegardé par le recouvrement d'un toit cimenté (Calvet *et al*, 2015). Ainsi, cette terrasse se situerait dans l'ensemble compris entre 930 et 1500 ka représenté du MIS 52 à 26.

Quant à la nappe T4, aucun résultat n'a été obtenu. Mais, son état d'altération se rapproche plus de T5 que de T3.

La figure 44 synthétise l'apport des datations dans leur corrélation avec la courbe isotopique O18 :

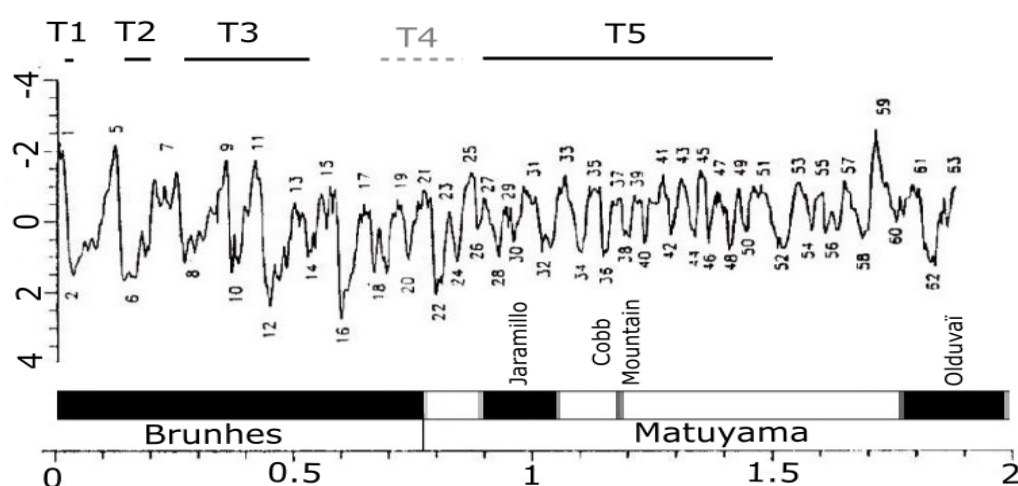


Figure 44 - Corrélation chronologique des dépôts des terrasses de la Têt avec la courbe isotopique (LR04)

II) Vitesse d'altération :

La datation des terrasses caractérisées par à une panoplie de critères d'altérologiques permet de qualifier et quantifier l'altération en fonction du temps. Or l'altération ne dépend pas uniquement du temps mais aussi du climat régnant sur le bassin versant. Plus un climat est chaud et humide plus l'altération sera rapide et intense. On suppose donc que les périodes responsables de la majeure partie de l'altération sont les interglaciaires.

Dans notre cas (Fig. 45), la pédogénèse des terrasses est qualifiée par :

- les pourcentages des minéraux argileux présents dans la nappe comme la kaolinite qui est une argile néoformée des minéraux tels que les feldspaths et les micas grandement représentés dans le bassin versant.
- les pourcentages des argiles au sens granulométrique qui sont issues d'altération des grosses particules en de plus en plus petite particules. De par sa taille, elle est facilement lessivée vers les horizons profonds Bt par exemple.

Or la pédogénèse est provoquée par la météorisation graduelle des galets présents dans la nappe formant les arènes sur le toit des nappes qui sont au fur et à mesure dégradées en argiles (granulométrie et minéral). Ainsi, le rapport des galets fantômes (très altérés) et des galets sains (non altéré) est significatif de l'état d'altération générale d'une nappe alluviale. La résistance des galets de quartz filoniens face à la météorisation et donc de sa concentration dans la nappe montrent nettement l'altération de celle-ci.

Il est donc naturel que plus un sol est soumis à l'altération plus la concentration en ces attributs sera importante. On observe le même phénomène du côté des terrasses fluvioglaciaires de l'Ariège avec l'augmentation des pourcentages d'argile, du rapport fer libre/fer total qui symbolise l'état d'oxydation et de l'épaisseur des sols et des horizons Bt/Bc. (Fig. 45) Les basses terrasses possèdent d'ailleurs des dates à la même échelle (Tardiglaciaire pour T1, MIS 6 pour T2).

Ainsi, pour en arriver à l'état de T2, une nappe en début d'altération, il faut deux interglaciaires. Pour T3, il faut au moins trois interglaciaires et ainsi de suite.

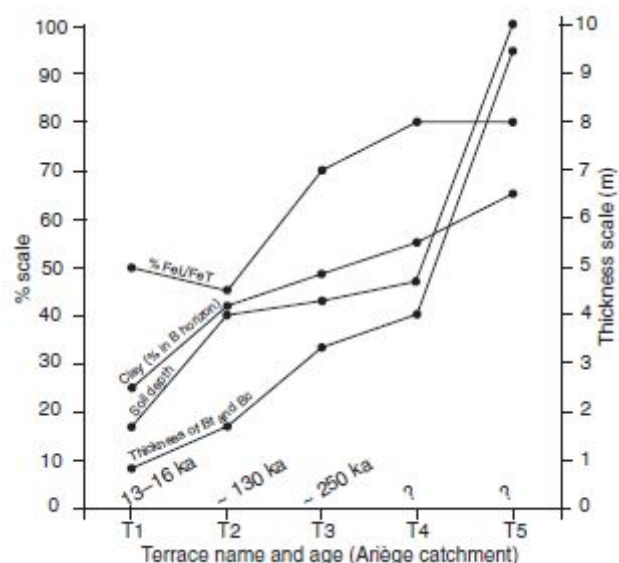
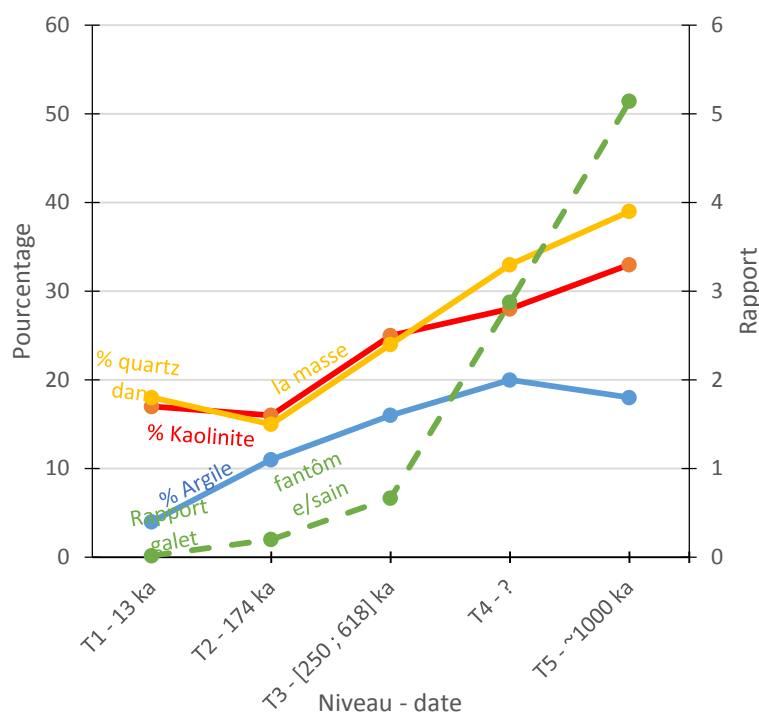


Figure 45 – gauche : Chronoséquence de l'altération des terrasses alluviales de la Têt – droite : Chronoséquence des sols des terrasses fluvioglaciaire de l'Ariège (Delmas et al, 2015).

III) Vitesse d'incision :

Grâce aux dates obtenues et à la hauteur des différentes terrasses par rapport au fleuve, on peut en déduire les vitesses d'incision moyenne depuis le début de l'incision de la nappe et en voir l'évolution au cours de la mise en place des différentes terrasses. Pour cela, on a choisi la section transversale de Millas car tous les niveaux y sont représentés. Les altitudes ont été repérées en utilisant les points altimétriques de référence de la carte IGN au 25.000. Le tableau 12 ci-dessous présente les résultats obtenus :

Niveau	Altitude asl (m)	Hauteur relative (m) (fleuve : 91 masl)	Âge (ka)	Taux d'incision (cm/ka)
T1	101	10	13,1	76,3
T2	127	36	174	20,7
T3	134	43	618	7,0
T5	189	98	1000	9,8

Tableau 12 - Tableau des valeurs calculées des taux d'incisions (en cm/ka) à partir de la hauteur des terrasses par rapport au fleuve de la Têt et de leurs âges respectifs

On constate une tendance à l'augmentation de la vitesse d'incision moyenne jusqu'au plus récent. Comme on a utilisé une limite supérieure pour T3, on obtient donc un taux d'incision moyen minimal. Il faut noter que les valeurs obtenues pour T1 et T2 sont très importantes, mais la méthode utilisée possède un biais de résolution : lorsqu'on travaille sur une échelle de longue durée, on calcule un taux d'incision formé de multiple phases

d'incision, d'aggradation et de stabilité ayant pour effet de lisser jusqu'à une valeur moyenne. Quand on travaille à une échelle de courte durée, on moyenne seulement quelques phases d'incision.

Cependant, ces résultats sont comparables à ceux observés plus en amont dans la vallée à partir de la datation des galeries karstiques étagées (Calvet *et al*, 2015). Le taux d'incision moyen pour la grotte du Faubourg (relié au niveau T5 de Villefranche) se trouve être le même que celui qu'on a obtenu : 98 m/Ma. Puis au-dessus, la grotte de Notre-Dame de Vie datée à $5,14 \pm 0,41$ Ma avec un taux d'incision moyen de 55 m/Ma. D'après ces auteurs, cela serait soit due à une accélération du processus d'uplift, soit à une implication plus importante du climat du fait du refroidissement rapide du Pléistocène et des cycles de 100 ka dominant sur le dernier million d'année. De manière plus générale, par une verticalisation des pentes durant cette période entraînant un système fluvial de haute énergie.

Liste des figures, tableaux et photos

Figures

Figure 1 - Schéma de la « balance » d'un système fluvial avec ses multifacteurs entraînant soit une aggradation, soit une incision en passant de l'une à l'autre par un seuil critique (0). (d'après E.W. Lanes et modifié par Chorley et al, 1984).....	2
Figure 2 - Les différents styles fluviaux en fonction de leur charge sédimentaire (d'après Schumm & Meyer, 1979).....	3
Figure 3 - Schéma du système fluvial divisé en plusieurs zones gouvernées par différents processus sédimentaires (production, transport et dépôt des sédiments). (tiré de Charlton, 2008 et d'après Schumm, 1977).....	4
Figure 4. Schéma simplifié des interactions entre les différents facteurs internes et externes (feedbacks positifs et négatifs indifférenciés). D'après Charlton, 2008.	7
Figure 5. Schéma explicatif de la notion de réponse complexe causée par une baisse du niveau marin. (D'après Summerfield, 1991)	7
Figure 6. Schémas représentatifs des différents types terrasses en fonction de leur mise en place et leurs érosions (d'après Burbank, 2001).	9
Figure 7 - Carte des reliefs du département des Pyrénées-Orientales, le tracé en rouge représente l'étendue du bassin versant de la Têt (base de carte : BRGM).....	10
Figure 8 - Carte géologique de la région des Pyrénées-Orientales (d'après le site internet de l'Atlas des paysages du Languedoc-Roussillon).....	11
Figure 9 - A - Carte géologique (Paziols) de Tuchan au 50.000 avec Fu : la haute terrasse, Fya : la moyenne terrasse et Fyb : la basse terrasse – B – Carte géologique (Tautavel) de Rivesaltes au 50.000 avec Fxb : la moyenne terrasse et Fya : la basse terrasse (d'après Giresse & Martzluff, 2015).....	17
Figure 10 – à gauche : Assemblage des cartes géologique au 50 000 de Perpignan (1091) (NE), Rivesaltes (1090) (NW), Céret (1096) (SW) et Argelès (1097) (SE) (source BRGM) – rectangle rouge : zoom figure X et rectangle jaune : zoom figure Y / à droite Exemple d'incidents à la transition des cartes de Perpignan (E) et Rivesaltes (W) entre T3 moyen et T3 inférieur (la limite est tracée en noir). Ronds rouges : Fx2 et Fxb2 pour T3 moyen (même nappe)- Ronds jaunes : Fya et Fy1 pour T3 inférieur (même nappe)- Ronds bleus : Fx pour T3 moyen et Fy pour T3 inf (même génération).....	18
Figure 11 - Exemple d'erreurs à la transition des cartes de Perpignan (N) et d'Argelès (S) entre une même nappe T3 - ronds violets : erreurs de limite de la nappe T3 - ronds rouges : Fy1 et Fw pour T3 (même niveau).....	19
Figure 12 - Carte des terrasses alluviales de la Têt, de l'Agly et du Nord du Réa.....	21
Figure 13 Théorie des bandes : modèle adapté à l'ESR d'après Ikeya (1978).....	27
Figure 14 - Les niveaux Zeeman et le phénomène de résonance – a) Différenciation des niveaux Zeeman par le phénomène de résonance magnétique provoqué par une micro-onde de fréquence ν et d'un champ magnétique d'intensité H – b) Diminution de la puissance de la micro-onde absorbée au moment de la résonance, celle-ci est négative car l'effet d'absorption est supérieur à l'effet d'émission du fait de la population plus importante N_1 que N_2 – c) Le signal RPE est la dérivée première du signal d'absorption.....	30
Figure 15 - Schéma (Voinchet, 2002) et photo (EMXplus Bruker©) d'un spectromètre RPE	31
Figure 16 - Exemple de spectre RPE de quartz pur	32
Figure 17 - Effets de l'anisotropie du champ cristallin sur un spectre de poudre selon la symétrie locale du centre	32
Figure 18 - Exemple de structure existant dans les sites à ion paramagnétique.	33
Figure 19 - Spectre RPE des centres OHC et E' d'un échantillon non irradié de quartz à 300 K (Falguères et al, 1994).....	35
Figure 20 - Spectre RPE des centres Al et Ti (H, Na et Li) d'un échantillon de quartz à 77K (Toyoda et al, 2000).....	35
Figure 21 - Blanchiment optique des centres aluminium sur du quartz ancien (a) et récent (b) (Voinchet, 2002)	36
Figure 22 - Graphique 3D des spectres RPE d'email selon une irradiation croissante (d'après Voinchet, 2002).....	38
Figure 23 - Courbe de croissance d'intensité RPE d'un centre paramagnétique (d'après Voinchet, 2002).....	38
Figure 24 - Abaque des coefficients F, J et H en fonction de la latitude géomagnétique.....	39
Figure 25 - Carte des prélèvements dans les différents niveaux de terrasses (fond : carte topographique IGN au 50.000)....	40
Figure 26 - Courbe de l'intensité RPE (u.a.) en fonction des doses (Gy) ajoutées de l'échantillon TET 14-08 provenant de T1 Pezilla	45
Figure 27 - Courbes de l'intensité RPE (u.a.) en fonction des doses (Gy) ajoutées des échantillons TET 14-10 (à gauche) et TET 14-11 (à droite) provenant de T2 Ecattlars.....	46
Figure 28 - Courbes de l'intensité RPE (u.a.) en fonction des doses (Gy) ajoutées des échantillons TET 14-02 (à gauche) et TET 14-03 (à droite) provenant de T3 inférieur Llabanère	46
Figure 29 - Courbes de l'intensité RPE (u.a.) en fonction des doses (Gy) ajoutées des échantillons TET 14-06 (à gauche) et TET 14-07 (à droite) provenant de T3 supérieur 4 Chemins.....	47
Figure 30 - Courbes de l'intensité RPE (u.a.) en fonction des doses (Gy) ajoutées des échantillons TET 14-05 (à gauche) et TET 14-09 (à droite) provenant respectivement de T4 Peyrestortes et Campeils.....	47
Figure 31 - Courbes de l'intensité RPE (u.a.) en fonction des doses (Gy) ajoutées des échantillons TET 14-12 (en haut à gauche), TET 14-13 (en haut à droite), TET 14-13b (en bas à gauche) et TET 15-01 (en bas à droite) provenant de T5 Canet pour les trois premier	48

Figure 32 - Cascade de réaction nucléaire due à l'interaction entre une particule primaire et un noyau cible. N et n sont des neutrons secondaire – P et p sont des protons secondaire – $\mu\pm$, π^0 et $\pi\pm$ sont des muons (différents types) – γ , e^+ et e^- sont des rayons gamma et électrons, positrons (d'après Bourlès et al, 2008)	53
Figure 33 - Variations relatives du taux de production de nucléides cosmogéniques au niveau de la mer sur les 50 derniers milliers d'années en réponse au changement d'intensité du champ magnétique terrestre (Dunai, 2010)	55
Figure 34 - Différence (en %) du taux de production au niveau de la mer par rapport à une pression moyenne de 1013,25 mbar en fonction de la latitude et de la longitude. Les valeurs négatives indiquent des zones de haute pression et les valeurs positives indiquent des zones de basse pression (extrait de Dunai, 2010)	55
Figure 35 - Modulation du taux de production de nucléides cosmogéniques en fonction de la latitude et de l'altitude (extrait de Carcaillet, 2013 d'après Lal, 1991)	55
Figure 36 - Taux de production du ^{10}Be dans une roche de densité 2.7 à SLHL en fonction de la profondeur et du type de particule incidente (Dunai, 2010)	56
Figure 37 - Carte des lieux d'échantillonnages des profils verticaux pour les datations des terrasses (fond – carte topographique IGN au 50.000)	57
Figure 38 - Schéma de fonctionnement d'un spectromètre de masse classique – si on rajoute un module d'accélération (champ électrique intense) on a un AMS. (D'après le site de l'UVED)	59
Figure 39 - Evolution de la concentration en fonction du temps d'exposition et de l'érosion d'une surface (d'après Bourlès et al, 2008)	61
Figure 40 - Evolution de la concentration en ^{10}Be in situ en fonction de la profondeur (avec héritage) (d'après Burbank & Anderson, 2011)	62
Figure 41 - Planche T2 – Escatllars a - Photo de la coupe d'échantillonnage (photo prise par M. Calvet) b – Concentration (at/g) en fonction de la profondeur (cm) (à gauche best fit ; à droite : all fit) c – Âge (ka) en fonction du taux d'érosion (cm/ka) (points bleus : top 100 km^2 ; points rouges : all km^2) d – Densité de probabilité en fonction, du haut vers le bas, de l'âge (ka), du taux d'érosion (cm/ka) et de l'héritage (10^5 at/g)	67
Figure 42 - Planche T3 moyen – Couragade a - Photo de la coupe d'échantillonnage (photo prise par M. Calvet) b – Concentration (at/g) en fonction de la profondeur (cm) (à gauche best fit ; à droite : all fit) c – Âge (ka) en fonction du taux d'érosion (cm/ka) (points bleus : top 100 km^2 ; points rouges : all km^2) d – Densité de probabilité en fonction, du haut vers le bas, de l'âge (ka), du taux d'érosion (cm/ka) et de l'héritage (10^5 at/g)	68
Figure 43 - Planche T3 supérieur – 4 Chemins a - Photo de la coupe d'échantillonnage (photo prise par M. Calvet) b – Concentration (at/g) en fonction de la profondeur (cm) (à gauche best fit ; à droite : all fit) c – Âge (ka) en fonction du taux d'érosion (cm/ka) (points bleus : top 100 km^2 ; points rouges : all km^2) d – Densité de probabilité en fonction, du haut vers le bas, de l'âge (ka), du taux d'érosion (cm/ka) et de l'héritage (10^5 at/g)	69
Figure 44 - Corrélation chronologique des dépôts des terrasses de la Têt avec la courbe isotopique (LR04)	72
Figure 45 – gauche : Chronoséquence de l'altération des terrasses alluviales de la Têt – droite : Chronoséquence des sols des terrasses fluvioglaciaire de l'Ariège (Delmas et al, 2015)	74

Photos

Photo 1 - Coupe de T5 – Canet, lit basal matriciel et lit à galet au-dessus b – Granite pulvérulent enrobé d'une couche de couleur rouge brun intense (T5 – Canet) (Photos de Christian PERRENOUD)	24
Photo 2 - a - coupe de la terrasse de Pezilla-la-Rivière b – canal reliant à la Têt (photos de Christian PERRENOUD)	24
Photo 3 - a - coupe de T3 inf/moy – Llabanère avec polyèdres matriciels visibles b – coupe de T3 moy – Couragade, horizon A évident (gris) (Photos de Christian PERRENOUD)	24
Photo 4 - a – coupe de T3 moy/sup – Corneilla, niveau Pliocène surmonté de la nappe alluviale d – coupe de T3 sup – 4 Chemins, agrégats polyédriques (Photos de Christian PERRENOUD)	25
Photo 5 - a – Coupe de T4 – Peyrestortes avec un très beau bariolage hydromorphique b – Quartz fragmenté (T4 – Peyrestortes) et oxydes de fer présent dans les fissures c – Coupe de T4 – Campeils, galets de taille importante (Photos de Christian PERRENOUD)	25

Tableaux

Tableau 1 - Tableau de synthèse regroupant les données des différents caractères altérologiques étudiés par les auteurs (N.M. : non mesuré et N.S. : non spécifié)	15
Tableau 2 - Tableau de corrélation des nappes alluviales en fonction des différentes feuilles géologiques et associée à la nomenclature de Calvet, 1994	20
Tableau 3 - Tableau des équations chimiques pour obtenir un centre E'	34
Tableau 4 - Tableau des conditions requises pour obtenir et mesurer les signaux des différents centres paramagnétiques (Voinchet, 2002)	35
Tableau 5 – A gauche : tableau des valeurs des doses annuelles par série nucléique (Gy/an/ppm) par Adamiec & Aitken, 1998 – D_a est calculé en tenant compte d'un facteur k de 0.1 – A droite : Valeur des facteurs d'atténuations pour les rayons α (Brennan et al, 1991) et β (Brennan, 2003) sur des grains de granulométrie [100-200 μm] et décupés de 10 μm (acide fluorhydrique)	40
Tableau 6 - Tableau des doses d'irradiation des aliquotes	42

Tableau 7 - Tableau des données des échantillons RPE des différents niveaux de terrasses.....	44
Tableau 8 - Tableau des différentes datations utilisables ou non sur les différents niveaux de terrasse en fonction de leur plausibilité : ↑ signifie que la date obtenue est valable dans ce système de terrasse, → indique que la date obtenue possède une incertitude importante ou un défaut analytique mais que par conséquent l'ordre de grandeur proposé est valable, ↓ propose que la datation possède un biais analytique connu ou non et ne se place pas dans le contexte du système de terrasse (sans être absurde).....	49
Tableau 9 - Les principaux nucléides cosmogéniques utilisés en géoscience produits dans l'atmosphère (Atm) et produits dans les roches (In situ) (d'après Bourlès et al, 2008).....	53
Tableau 10 - Concentration en ^{10}Be des profils verticaux des différentes terrasses échantillonnées	64
Tableau 11 - Tableau récapitulatif des résultats des simulations des profils verticaux des différentes terrasses échantillonnées	70
Tableau 12 - Tableau des valeurs calculées des taux d'incisions (en cm/ka) à partir de la hauteur des terrasses par rapport au fleuve de la Têt et de leurs âges respectifs	74

Bibliographie

- Adamiec G., Aitken M., 1998.** Dose-rate conversion factors : update. *Ancient TL*. 1998, Vol. 16, 37-50.
- Bahain J.-J. 1993.** *Datation par résonance de spin électronique (ESR) de carbonates et d'email dentaires quaternaires : Potentiels et problèmes*. s.l. : Thèse du Muséum national d'Histoire Naturelle, Paris, 1993.
- Bahain J.-J., Yokoyama Y., Falguères C., Bibron R. 1995.** Datation par résonance de spin électronique (ESR) de carbonates marins quaternaires (Coraux et coquilles de mollusques). *Quaternaire*. 1995, Vol. 6, 1, pp. 13-19.
- Bahain J.-J., Laurent M., Falguères C., Voinchet P., Farkh S., Tissoux H. 2002.** Datation par résonance paramagnétique électronique (RPE) des formations fluviatiles pléistocènes et des gisements archéologiques ou paléontologiques associés. *Quaternaire*. 2002, Vol. 13, 2, pp. 91-103.
- Bahain J.-J., Falguères C., Laurent M., Dolo J.-M., Shao Q., Auguste P., Tuffreau A. 2015.** ESR/U-series dating of faunal remains from the paleoanthropological site of Biache-Saint-Vaast (Pas-de-Calais, France). *Quaternary Geochronology*. 2015, Vol. 30, pp. 541-546.
- Balco G., Stone J.O., Lifton N.A., Dunai T.J., 2008.** A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. *Quaternary Geochronology*. 2008, Vol. 3, pp. 174-195.
- Blum M.D., Törnqvist T.E., 2000.** Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology*. 2000, Vol. 47, Suppl. 1, pp. 2-48.
- Bourlès D.L., Braucher R., Siame L.L., 2008.** Les nucléides cosmogéniques produits in situ : applications en géomorphologie quantitative et évolution des paysages. [auteur du livre] Dewolf Y. et Bourrié G. *Les formations superficielles, genèse, typologie, classification, paysages et environnements, ressources et risques*. Paris : Ellipses, 2008, pp. 481-506.
- Braucher R. 2001.** *Utilisation du ^{10}Be cosmogénique produit in-situ pour l'étude de la dynamique des latérites en zone intertropicale*. Thèse de doctorat : Université de droit, d'économie et des sciences-Aix-Marseille III, 2001. p. 119.
- Braucher R., Merchel S., Borgomano J., Bourlès D.L., 2011.** Production of cosmogenic radionuclides at great depth: A multi element approach. *Earth and Planetary Science Letters*. 2011, Vol. 309, pp. 1-9.
- Brennan B.J., Lyons R.G., Phillips S.W., 1991.** Attenuation of alpha particle track dose for spherical grains. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*. 1991, Vol. 18, 1-2, pp. 249-253.
- Brennan B.J. 2003.** Beta doses to spherical grains. *Radiation Measurements*. 2003, Vol. 37, 4-5, pp. 299-303.
- Bridgland D. 2000.** River terrace systems in north-west Europe: an archive of environmental change, uplift and early human occupation. *Quaternary Science Reviews*. 2000, Vol. 19, pp. 1293-1303.
- Bridgland D., Westaway R., Cordier S., 2009.** Les causes de l'étagement des terrasses alluviales à travers le monde. *Quaternaire*. 2009, Vol. 20, 1, pp. 5-23.
- Brown E.T., Edmond J.M., Raisbeck G.M., Yiou F., Kurz M.D., Brook E.J., 1991.** Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced ^{10}Be and ^{26}Al . *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1991, Vol. 55, 8, pp. 2269-2283.
- Brunel C., Certain R., Sabatier F., Robin N., Barusseau J.P., Aleman N., Raynal O., 2013.** 20th century sediment budget trends on the Western Gulf of Lions shoreface (France): An application of an integrated method for the study of sediment coastal reservoirs. *Geomorphology*. 2013, Vol. 204, pp. 625-637.

- Brunet M., Guy F., Pilbeam D., Lieberman D.E., Likius A., Mackaye H.T., Ponce de Léon M., Zollikofer C.P.E., Vignaud P., 2005.** New material of the earliest hominid from the Upper Miocene of Chad. *Nature*. 2005, Vol. 434, 7034, pp. 752-755.
- Burbank D. W., Anderson R. S. 2011.** Establishing Timing in the Landscape: Dating Methods. *Tectonic Geomorphology*. Second Edition. Chichester : John Wiley & Sons, 2011, p. 472.
- Calvet M. 1994.** *Morphogénese d'une montagne méditerranéenne : les Pyrénées Orientales*. Thèse d'état, Paris : s.n., 1994. p. 1178.
- Calvet M., Gunnell Y., Braucher R., Hez G., Bourlès D., Guillou V., Delmas M., ASTER Team. 2015.** Cave levels as proxies for measuring post-orogenic uplift: Evidence from cosmogenic dating of alluvium-filled caves in the French Pyrenees. *Geomorphology*. 2015, Vol. 246, pp. 617–633.
- Carcaillet J., Thouveny N., Bourlès D., 2003.** Geomagnetic moment instability between 0.6 and 1.3 Ma from cosmonuclide evidence. *Geophysical Research Letters*. 2003, Vol. 30, 15.
- Carcaillet J., Mugnier J.L., Koçi R. , Jouanne F., 2009.** Uplift and active tectonics of southern Albania inferred from incision of alluvial terraces. *Quaternary Research*. 2009, Vol. 71, 3, pp. 465-476.
- Charlton R. 2008.** *Fundamentals of Fluvial Geomorphology*. London, New York : Routledge, 2008. p. 275.
- Chmeleff J., Von Blanckenburg F., Kossert K., Jakob D., 2010.** Determination of the ^{10}Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. B*, 2010, Vol. 263, 2, pp. 192-199.
- Collina-Girard J. 1976.** *Les industries archaïques sur galets des terrasses quaternaires de la Têt et du Tech (Catalogne française)*. Thèse de 3ème cycle, Géol. Méditer : s.n., 1976.
- Davis R., Schaeffer O., 1955.** Chlorine-36 in Nature. *Annals of the New York Academy of Sciences*. 1955, Vol. 62, pp. 107-121.
- Debals B. 1998.** *Etude sédimentologique des formations des bassins des fleuves côtiers du Roussillon (France) : vallées de la Têt et du Tech*. Thèse de doctorat, Université de Perpignan : s.n., 1998. p. 288 .
- Delmas D.M., Braucher R., Gunnell Y., Guillou V., Calvet M., Bourlès D., ASTER Team., 2015.** Constraints on Pleistocene glaciofluvial terrace age and related soil chronosequence features from vertical ^{10}Be profiles in the Ariège River catchment (Pyrenees, France). *Global and Planetary Change*. 2015, Vol. 132, pp. 39-53.
- Depéret C. 1885.** *Description géologique du bassin du Roussillon*. Thèse, Paris : s.n., 1885.
- Dunai T. 2010.** *Cosmogenic Nuclides : Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences*. Cambridge, New York : Cambridge University Press, 2010. p. 199.
- Dunne J., Elmore D., Muzikar P., 1999.** Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. *Geomorphology*. 1999, Vol. 27, 1-2, pp. 3-11.
- Duval M., Moreno D., Shao Q., Voinchet P., Falguères C., Bahain J., García T., García J., Martínez K., 2011.** Datación por ESR del yacimiento arqueológico del Pleistoceno inferior de Vallparadís (Terrassa, Cataluña, España). *Trabajos de Prehistoria*. 2011, Vol. 68, 1, pp. 7-24.
- Falguères C., Yokoyama Y., Quaegebeur J.P., 1986.** Datations par la méthode de résonance de spin électronique (ESR) de sédiments quaternaires. *Cahiers du Quaternaire*. 1986, 16, pp. 39-52.
- Falguères C., Miallier D., Sanzelle S., Faïn J., Laurent M., Montret M., Pilleyre T., Bahain J.-J., 1994.** Potential use of the E' center as an indicator of initial resetting in TL/ESR dating of volcanic materials. *Quaternary Geochronology*. 1994, Vol. 13, pp. 619-623.
- Giresse P., & Martzluff M., 2015.** AMS radiocarbon dating of carbonate cements in late Pleistocene alluvial conglomerates, Verdoube River. Palaeoenvironmental implications concerning the Palaeolithic site of Tautavel (Pyrénées-Orientales). *Géomorphologie, relief, processus, environnement*. 2015, Vol. 21, 2, pp. 115-130.
- Giret A. 1995.** Etude des déformations quaternaires de la Têt par l'analyse morphométrique. *Quaternaire*. 1995, Vol. 6, 3, pp. 121-137.
- Giret A. 1993-1996.** Formations alluviales et torrentielles quaternaires du Roussillon - 8 cartes au 1/25000 levées à l'intention du Professeur H. de Lumley. 1993-1996.
- Giret A., 1997.** L'Agly et ses terrasses dans la traversée du Fenouillèdes. *Quaternaire*, 8, 4, 409-418.
- Godard V., Tucker G.E., Fisher G.B., Burbank D.W., Bookhagen B., 2013.** Frequency-dependent landscape response to climatic forcing. *Geophysical Research Letters*. 2013, Vol. 40, pp. 859–863.
- Gosse J., Phillips F., 2001.** Terrestrial in situ cosmogenic nuclides : theory and application. *Quaternary Science Reviews*. 2001, Vol. 20, pp. 1475-1560.
- Got H., 1967.** Contribution à l'étude sédimentologique des terrasses quaternaires du Roussillon. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), IX, 2 12-220.

Grün R., Schwarcz H.P., Chadam J. 1988. ESR dating of tooth enamel: coupled correction for U-uptake and U-series disequilibrium. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*. 1988, Vol. 14, 1, pp. 237-241.

Grün R. 1989. Electron spin resonance (ESR) dating. *Quaternary International*. 1989, Vol. 1, pp. 65-109.

Hidy A. J., Gosse J. C., Pederson J. L., Mattern J. P., Finkel R. C., 2010. A geologically constrained Monte Carlo approach to modeling exposure ages from profiles of cosmogenic nuclides: An example from Lees Ferry, Arizona. *Geochimistry Geophysics Geosystems*. 2010, Vol. 11.

Ikeya M. 1975. Dating a stalactite by electron paramagnetic resonance. *Nature*. 1975, Vol. 255, pp. 48-50.

Ikeya M. 1978. ESR as a method of dating. *Archaeometry*. 1978, Vol. 20, pp. 147-158.

Ikeya M., Miki T., Tanaka K. 1982. Dating of a fault by Electron Spin Resonance on intrafault materials. *Science*. 1982, Vol. 215, pp. 1392-1393.

Knighton D. 1984. *Fluvial forms and processes, a new perspective*. London : Arnold, 1984. p. 383.

Korschinek G., Bergmaier A., Faestermann T., Gerstmann U.C., Knie K., Rugel G., Wallner A., Dillmann I., Dollinger G., Lierse Von Gosstowski C., Kossert K., Maiti M., Poutivtsev M., Remmert A., 2010. A new value for the ^{10}Be half-life by Heavy-Ion Elastic Recoil detection and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*. B, 2010, Vol. 268, 2, pp. 187-191.

Laaraich E.M. 1996. *Les formations superficielles de la moyenne vallée de l'Agly et son bassin versant (Maury et le Verdoube)*. Thèse de doctorat du muséum d'Histoire naturelle, Paris. : s.n., 1996.

Lal D. 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters*. 1991, Vol. 104, pp. 424-439.

Lebatard A.E., Bourlès D.L., Durringer P., Jolivet M., Braucher R., Carcaillet J., Schuster M., Arnaud N., Monié P., Lihoreau F., Likus A., Mackaye H.T., Vignaud P., Brunet M. 2008. Cosmogenic nuclide dating of Sahelanthropus tchadensis and Australopithecus bahrelghazali: Mio-Pliocene hominids from Chad. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. 2008, Vol. 105, 9, pp. 3226-3231.

Lebatard A.E., Alçiçek M.C., Rochette P., Khatib S., Viallet A., Boulbes N., Bourlès D.L., Demory F., Guipert G., Mayda S., Titov V.V., Vidal L., de Lumley H., 2014. Dating the Homo erectus bearing travertine from Kocabas, (Denizli, Turkey) at at least 1.1 Ma. *Earth and Planetary Science Letters*. 2014, Vol. 390, pp. 8-18.

Lebatard A.E., Bourlès D., 2015. Quantification des processus superficiels et datation par les radionucléides cosmogéniques ^{10}Be , ^{26}Al et ^{36}Cl . *Quaternaire*. 2015, Vol. 26, 3, pp. 193-211.

Lisiecki L.E., M.E. Raymo, 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records, *Paleoceanography*, Vol. 20, 2

Lumley H. de. 1969. *Les industries paléolithiques de la vallée de la Têt*. s.l. : VIIIème congrès INQUA - livret guide d'excursion, 1969. pp. 79-84.

Maddy D., Bridgland D., Westaway R., 2001. Uplift-driven valley incision and climate-controlled river terrace development in the Thames Valley, UK. *Quaternary International*. 2001, Vol. 79, pp. 23-36.

Millar R.G. 2000. Influence of bank vegetation on alluvial channel patterns. *Water resources research*. 2000, Vol. 36, 4, pp. 1109-1118.

Monaco A. 1971. *Contribution à l'étude géologique et sédimentologique du plateau continental du Roussillon (Golfe du Lion)*. Thèse de doctorat : Sciences naturelles : Montpellier 2 : s.n., 1971.

Monnier J.L., Hallegouët B., Hinguant S., Laurent M., Auguste P., Bahain J.-J., Falguères C., Gebhardt A., Marguerie D., Molines N., Morzadec H., Yokoyama Y. 1994. A new regional group of the lower palaeolithic in Brittany (France), recently dated by Electron Spin Resonance. *Compte rendu de l'Académie des Sciences de Paris*. 1994, Vol. 319, 2, pp. 155-160.

Pazzaglia F.J. 2013. 9.22 Fluvial Terraces. [éd.] John F. Shroder. *Treatise on Geomorphology*. San Diego : Academic Press, 2013, pp. 379-412.

Prescott J.T., Hutton J.R. 1988. Cosmic ray and gamma ray dosimetry for TL and ESR. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*. 1988, Vol. 14, pp. 223-227.

Schumm S.A. 1977. *The fluvial system*. New York : John Wiley & Sons, 1977. p. 338.

Schumm S.A., Parker R.S., 1973. Geomorphic threshold and complex response of drainage systems for Quaternary alluvial stratigraphy. *Nature*. 1973, Vol. 243, pp. 99-100.

Schumm S.A., & Meyer D.F., 1979. Morphology of alluvial rivers of the Great Plains. *Riparian and wetland habitats of the Great Plains: proceedings of the 31st annual meeting*. 1979, pp. 9-17.

Schumm S.A. 1993. River response to baselevel change: implications for sequence stratigraphy. *The Journal of Geology*. 1993, Vol. 101, pp. 279-294.

Schwarcz H.P. 1985. ESR studies of tooth enamel. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*. 1985, Vol. 10, 4-6, pp. 865-867.

- Siame L., Bellier O., Braucher R., Sébrier M., Cushing M., Bourlès D.L., Hamelin B., Baroux E., De Voogd B., Raisbeck G.M., Yiou F., 2004.** Local Erosion Rates Versus Active Tectonics: Cosmic Ray Exposure Modelling in Provence (South-East France). *Earth and Planetary Science Letters*. 2004, Vol. 220, 3-4, pp. 354-364.
- Stange K.M., Van Balen R., Carcaillet J., Vandenberghe J., 2013.** Terrace staircase development in the Southern Pyrenees Foreland: Inferences from ^{10}Be terrace exposure ages at the Segre River. *Global and Planetary Change*. 2013, Vol. 101, pp. 97-112.
- Stone J.O. 2000.** Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research*. 2000, Vol. 105, pp. 23753–23759.
- Summerfield M.A. 1991.** *Global Geomorphology*. London, New York : Routledge, 1991. p. 560.
- Tissoux H., Falguères C., Voinchet P., Toyoda S., Bahain J.-J., Despriée J., 2007.** Potential use of Ti-center in ESR dating of Fluvial Sediment. *Quaternary Geochronology*. 2007, Vol. 2, 1-4, pp. 367-372.
- Tissoux H., Voinchet P., Lacquement F., Prognon F., Moreno D., Falguères C., 2012.** Investigation on non-optically bleachable components of ESR aluminium signal in quartz. *Radiation Measurements*. 2012, Vol. 47, 9, pp. 894-899.
- Toyoda S., Voinchet P., Falguères C., Dolo J.-M., Laurent M., 2000.** Bleaching of ESR signals by the sunlight : a laboratory experiment for establishing the ESR dating of sediments. *Applied Radiation and Isotopes*. 2000, Vol. 52, pp. 1357-1362.
- Vandenberghe J. 2003.** Climate forcing of fluvial system development: an evolution of ideas. *Quaternary Science Reviews*. 2003, Vol. 22, pp. 2053-2060.
- Voinchet, P. 2002.** *Datation par résonance paramagnétique électronique (RPE) de quartz blanchis extraits de sédiments fluviatiles pléistocènes: contribution méthodologique et application aux systèmes de la Creuse, du Loir et de l'Yonne*. s.l. : Thèse du Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, 2002.
- Voinchet P., Falguères C., Laurent M., Toyoda S., Bahain J.-J., Dolo J.-M., 2003.** Artificial optical bleaching of the aluminium center in quartz implications to ESR dating of sediments. *Quaternary Science Reviews*. 2003, Vol. 22, pp. 1335-1338.
- Voinchet P., Bahain J.-J. , Falguères C., Laurent M., Dolo J.-M., Despriée J., Gageonnet R., Chausse C., 2004.** ESR dating of quartz extracted from Quaternary sediments : Application to fluvial terraces system of Northern France. *Quaternaire*. 2004, Vol. 15, pp. 135-141.
- Voinchet P., Falguères C., Tissoux H., Bahain J.-J., Despriée J., Pirouelle F., 2007.** ESR dating of fluvial quartz: Estimate of the minimal distance transport required for getting a maximum optical bleaching. *Quaternary Geochronology*. 2007, Vol. 2, pp. 363-366.
- Voinchet P., Yin G., Falguères C., Liu C., Han F., Sun X., Bahain J.-J., 2013.** ESR dose response of the Al center measured in quartz samples from the Yellow River (China) : implications for the dating of upper pleistocene sediment. *Geochronometria*. 2013, Vol. 40, 4, pp. 341-347.
- Yokoyama Y., Quaegebeur J.P., Bibron R., Leger C., Nguyen H.V., Poupeau G. 1981.** *Electron spin resonance (ESR) dating of fossil bones of the Caune of l'Arago at Tautavel*. s.l. : Lumley H. (de) et Labeyrie J., 1981.
- Zeller E.J., Levy P.W., Mattern P.L. 1967.** *Geologic dating by Electron Spin Resonance*. Wien : s.n., 1967. pp. 531-539.