

N° d'ordre :

THESE

Présentée à

L'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE

ECOLE DOCTORALE GEOSCIENCES, RESSOURCES NATURELLES ET ENVIRONNEMENT

Par Mme BONNEAU Lucile

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR

SPECIALITE : Sédimentologie Marine, Géochimie et Paléoclimatologie

**IMPACT DES OSCILLATIONS CLIMATIQUES
RAPIDES DU DERNIER CYCLE GLACIAIRE SUR
L'EROSION ET LES TRANSFERTS SEDIMENTAIRES
DANS LE SUD DES ALPES, (SE FRANCE)**

Soutenue le : 10 décembre 2014

Devant la commission d'examen formée de :

M. Thierry Mulder, Professeur, Université Bordeaux I
M. Christophe Colin, Professeur, Université Paris Sud 11
M. François Baudin, Professeur, UPMC
M^{me} Marie Revel-Rolland, Maître de Conférences, Université de Nice
M^{me} Catherine Pierre, Directrice de recherche, UPMC
M. Laurent Emmanuel, Maître de Conférences, UPMC
M. Stéphan Jorry, Chercheur IFREMER
M. Samuel Toucanne, Chercheur IFREMER

Rapporteur
Rapporteur
Président du jury
Examineur
Directrice de thèse
co-directeur de thèse
Examineur
Examineur

Je tiens avant tout à remercier tous les acteurs, tant à l'UPMC et à l'IFREMER, qui ont permis à ce projet de voir le jour, et surtout qui ont cru à sa réalisation en me le confiant. Si dès le début, j'étais moi-même convaincue de la pertinence de ce projet, je le suis plus encore aujourd'hui à l'heure où je termine de ce manuscrit et démarre ces remerciements. Un grand merci donc, à Catherine Pierre et Laurent Emmanuel, respectivement directrice et co-directeur, pour s'être tous les deux engagés à encadrer cette thèse ; je remercie les personnes de l'école doctorale GRN qui m'ont offert la chance de pouvoir la réaliser. De même, grand merci à mes encadrants de l'IFREMER, à commencer bien sûr par Stéphan Jorry et Samuel Toucanne pour leur confiance et leur accompagnement tout au long de cette thèse. Merci tout particulièrement à Stéphan pour son enthousiasme indéfectible en découvrant chacune des données que j'obtenais, et pour avoir toujours fait en sorte que mon accueil à l'IFREMER se passe dans les meilleures conditions. Merci également à toi Samuel, pour avoir su me pousser à aller toujours plus loin, même si j'ai pu, parfois, ne pas être d'accord et me montrer têtu; cela a toujours été un plaisir de discuter avec toi et nos échanges ont joué un rôle capital dans l'élaboration de ce travail, pour t'en remercier je t'offre un smiley ;-). Mes chaleureux remerciements également à Laurent pour avoir été présent à Paris à mes côtés, en première ligne, et d'une patience dont je lui sais gré. Merci aussi à Ricardo Silva Jacinto et à Germain Bayon pour l'aide et le support qu'ils m'ont apporté au long de cette thèse. J'ai également une pensée chaleureuse pour les membres du laboratoire BES/ISTeP à l'UPMC et les membres du laboratoire GM à l'IFREMER ; je les remercie vivement de leur bon accueil. Et enfin, je tiens bien évidemment à remercier le président et chaque membre du jury d'avoir accepté de se pencher sur le résultat de mon travail.

Mais ce tour d'horizon serait incomplet, si je n'évoquais mes quelques sorties loin des labos. Ainsi par deux fois j'ai eu la chance de partir en mission ; or ce sont là des souvenirs que je n'oublierai pas. Aussi, je suis très reconnaissante envers Riccardo et Stéphan pour m'avoir permis d'aller observer par moi-même le bassin versant du Var. Ainsi, avec eux j'ai traversé la France, de Brest à Nice, puis emprunté les routes sinueuses du bassin versant du Var... De même, je tiens à remercier Antonio Cattaneo qui m'a permis d'embarquer à bord du *Pourquoi pas ?* pour participer à la mission PRISME 3. Merci également à Eric Verrecchia qui m'a accueillie à l'Université de Lausanne et m'a enseigné les méthodes de traitement des données.

Je me dois aussi de remercier les membres de la mission ESK08 qui ont fourni les carottes sédimentaires sur lesquelles se fondait l'essentiel du projet. Au même titre, ma gratitude va à Alexis Khripounoff qui lui, m'a fourni les échantillons de sédiments prélevés dans le canyon du Var.

Merci encore aux ingénieurs et techniciens de l'UPMC, de l'IFREMER et de l'UBO pour leur aide. A l'UMPC, je voudrais spécialement remercier Nathalie Labourdette pour sa marque de confiance de m'avoir laissé utiliser seule, pendant l'été 2012, le spectromètre tout neuf ; et j'ai apprécié aussi le soutien réconfortant de sa présence au cours d'une de mes conférences. J'ai également une pensée pour Joël Etoubleau qui m'a initié aux techniques de spectrométrie à fluorescence X et avec qui ce fut un plaisir de converser de choses et d'autres.

Je n'oublie pas non plus Angélique Roubi, Mickael Rovere, Emmanuel Ponzevera et Yoan Germain pour leur aide et leurs conseils avisés.

Par ailleurs, merci à Loïc Lacaille, pour avoir compilé le code source du programme *Hydrotrend* en jouant de sa virtuosité informatique pour déchiffrer un langage de programmation « de vieux chercheurs » ; sans sa contribution, la modélisation du Var n'aurait pas été aussi facilement réalisable.

Merci à tous mes proches pour leur soutien inconditionnel et pour la patience qu'ils ont eu à mon égard en cette fin de thèse. Je tiens particulièrement à remercier mon père pour ses précieuses relectures de ce manuscrit, qui ont grandement contribué à en améliorer la rédaction, mais aussi pour l'intérêt persévérant dont il a fait preuve face à ce travail fastidieux.

Comment oublier, l'ensemble des personnes, étudiants, thésards, techniciens, ils ont été nombreux, que j'ai pu côtoyer au cours de ces trois années et avec qui j'ai passé de si bons et enrichissants moments. Je voudrais remercier plus spécialement Nicolas Freslon pour les nombreuses discussions que nous avons eues, d'ordre géochimique ou autre, mais aussi pour être resté à mes côtés plusieurs fois, les soirs où les analyses n'étaient pas terminées. Merci également à Sophie Prat pour avoir accueilli avec enthousiasme ma présence (désordonnée) chez elle à plusieurs reprises. J'ai également une pensée pour Gabrielle, Laurie, Marie et Nicolas pour ces trois années de vie commune et chaleureuse !... dans notre bureau toujours bien chauffé. Merci à Quentin et Marie (encore) pour avoir supporté mes incursions dans leur bureau, mettant un terme forcé à leur travail. Je voudrais enfin remercier tous ceux que je n'ai pas mentionnés et qui pourraient se sentir injustement oubliés en lisant ces quelques lignes.

INTRODUCTION	1
PARTIE I : GENERALITES	7
CHAPITRE 1 : LE TRANSFERT DES SEDIMENTS : DE LA SOURCE AU PUITES.....	9
A. Systèmes sédimentaires et flux sédimentaire : définition.....	9
1. Les systèmes sédimentaires.....	9
2. La zone de transfert : zone d'équilibre entre érosion et dépôt	11
3. Les flux sédimentaires.....	12
B. Les facteurs contrôlant l'intensité des flux sédimentaires	12
1. Variabilité des flux sédimentaires à l'échelle mondiale.....	13
2. Les facteurs de contrôle des flux sédimentaires.....	15
2.1. Les facteurs internes : aire de drainage, relief, pente, lithologie	15
2.2. Les facteurs externes.....	17
2.2.1. Température et précipitations.....	17
2.2.2. Le niveau marin	19
2.2.3. Les Glaciers	22
2.2.4. Anthropisation des bassins versants	25
C. La réactivité des systèmes sédimentaires à une perturbation climatique	26
1. Quantification de l'effet tampon de la zone de transfert (efficacité de transfert et temps de résidence de sédiments).....	26
2. Temps de réponse des systèmes sédimentaire à une perturbation climatique	27
3. Adaptation du système fluviatile face aux perturbations climatiques et rétroactions sur les flux sédimentaires	28
D. L'étude des transferts sédimentaires, méthodes, archives et datation	29
1. Estimation des flux sédimentaires actuels.....	29
2. Les archives marines	30
3. Les archives continentales	30
4. Datation des archives sédimentaires.	31
E. Conclusions	31
CHAPITRE 2 : LE SYSTEME SEDIMENTAIRE DU VAR	35
A. Contexte régional	35
B. Le fleuve Var	36
1. Le bassin versant du Var	36
2. Hydrologie du fleuve Var	41
3. La basse vallée du Var	43
4. Edification du delta de haut niveau marin	44
C. Le système turbiditique du Var.....	46
1. Architecture du système turbiditique du Var	46
2. Les processus de transport des sédiments dans le système turbiditique du Var	50
2.1. Les écoulements turbulents et dépôts associés, généralités	50
2.1.1. Les écoulements de densité ou courants de turbidité	50
2.1.2. Les courants hyperpycnaux	51
2.2. Les écoulements gravitaires dans le système turbiditique du Var	55
3. Activité hydro-sédimentaire et hyperpycnale du fleuve Var	56
4. Enregistrement de l'activité turbiditique à l'échelle géologique	58
4.1. Mécanismes à l'origine du débordement des écoulements turbulents sur les levées turbiditiques	58
4.2. Origine des dépôts de débordements observés sur la Ride Sédimentaire du Var	58

CHAPITRE 3 : CONTEXTE CLIMATIQUE DE L'ETUDE	61
A. Evolution du climat à l'échelle des cycles orbitaux.....	61
1. Le climat du Dernier Maximum Glaciaire.....	62
2. Evolution du climat et anthropisation dans le Sud de l'Europe pendant l'Holocène	65
B. Des variations climatiques rapides dans un monde glaciaire	66
C. Les variations rapides du climat et de la remontée du niveau marin pendant la Terminaison 1	68
1. Le <i>Mystery interval</i> ou Heinrich stadial 1	68
2. Le Bølling-Allerød	69
3. Le Dryas Récent.....	69
4. Le Préboréal	70
D. Les cycles de Dansgaard-Oeschger et les événements de Heinrich	70
1. Le climat des cycles de Dansgaard-Oeschger et des événements de Heinrich.....	71
2. Mécanismes à l'origine des cycles de Dansgaard-Oeschger et des cycles de Bond.....	73
E. Evolution des glaciers au cours du dernier cycle glaciaire	74
1. Evolution des glaciers alpins du MIS4 au MIS2	75
2. Evolution des glaciers alpins au Tardiglaciaire et à l'Holocène.....	77
3. Les glaciers dans le bassin versant du Var	80
CHAPITRE 4 : MATERIEL ET METHODES	83
A. Matériel	83
1. Les carottes sédimentaires	83
2. Les sédiments fluviatiles	84
B. Etude sédimentologique.....	87
1. Analyses stratigraphiques	87
1.1. Analyse des rapports isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$).....	88
1.2. Datations radiocarbone	88
2. Radioscopie RX.....	90
3. Analyses granulométriques.....	90
C. Caractérisation géochimique des sédiments.....	90
1. Composition géochimique des sédiments par spectrométrie XRF	90
1.1. Analyse par XRF core-scanner	90
1.2. Analyse par spectromètre XRF	91
2. Protocole de préparation des sédiments pour les analyses de teneur en éléments traces et de l'isotopie du Nd	91
3. Mesure des teneurs en éléments traces (REE, Hf, Sc, Y, Zr, Ba, Hf et Th)	91
4. Analyse de l'isotopie du Nd.....	92
4.1. Préparation des échantillons.....	92
4.2. Mesure	92
D. Modélisation du fleuve Var par le modèle <i>Hydrotrend</i>	92
1. Le modèle de balance hydrologique	93
2. Le modèle de transport.....	93
2.1. Le modèle BQART	93
2.2. La charge sédimentaire liée aux glaciers	93
2.3. La charge sédimentaire journalière	94
3. Les entrées du modèle.....	94
PARTIE II : RECONSTRUCTION DES TRANSFERTS SEDIMENTAIRES DU FLEUVE VAR DEPUIS LA DERNIERE PERIODE GLACIAIRE	97
CHAPITRE 5 : ETUDE STRATIGRAPHIQUE DES CAROTTES SEDIMENTAIRES PRELEVEES SUR LA RIDE SEDIMENTAIRE DU VAR	99

A.	Etude sédimentologique.....	99
1.	Faciès sédimentaires rencontrés	99
1.1.	Faciès Hémipélagiques	99
1.2.	Les faciès turbiditiques.....	102
2.	Description des carottes sédimentaires.....	104
B.	Elaboration du modèle d'âge des carottes sédimentaires	107
CHAPITRE 6 : EVOLUTION DES APPORTS SEDIMENTAIRES SUR LA RIDE DU VAR DEPUIS LA DERNIERE PERIODE GLACIAIRE		113
A.	Indicateurs sédimentologiques de la variabilité des apports sédimentaires sur la Ride Sédimentaire du Var	113
1.	Taux de sédimentation et taux d'accumulation des sables	113
2.	Granularité des sables turbiditiques	115
3.	Fréquence des dépôts turbiditiques	116
B.	Répartition spatiale des apports sédimentaires sur la Ride Sédimentaire du Var	119
C.	Evolution de l'activité turbiditique du Var depuis la dernière période glaciaire et implications paléoclimatiques	122
1.	Résumé des principaux résultats de l'article	122
2.	Article : "Millennial-scale response of a western Mediterranean river to late-Quaternary climate changes: A view from the deep sea"	124
3.	Résultats complémentaires : origines possibles de l'augmentation de l'activité turbiditique au cours des derniers milliers d'années.....	142
CHAPITRE 7 : RECONSTRUCTION ET EVOLUTION DES SOURCES SEDIMENTAIRES TERRESTRES DEPUIS LA DERNIERE PERIODE GLACIAIRE		145
A.	Utilisation de l'isotopie du Nd pour tracer les sources sédimentaires	146
B.	Variabilité géochimique des sédiments dans l'aire de drainage	148
1.	Reconnaissance et caractérisation de l'empreinte géochimique des sources sédimentaires	148
2.	Sources sédimentaires et granularité des sédiments	156
C.	Contraintes géochimiques apportées sur l'origine des sédiments marins	157
1.	Caractéristiques géochimiques des sédiments prélevés par les pièges à particules dans le canyon et la vallée supérieure	157
2.	Variabilité géochimique mesurée dans les sédiments marins et considérations pour l'échantillonnage systématique des carottes sédimentaires	159
2.1.	Variabilité géochimique des sédiments au sein des séquences turbiditiques	159
2.2.	Stratégie d'échantillonnage pour l'analyse systématique de l' ϵ Nd des sédiments marins ...	161
2.3.	Effet de la granularité des sédiments marins sur leur signature en ϵ Nd	161
3.	Evolution de la géochimie des sédiments marins au sein des carottes sédimentaires	163
3.1.	Création d'un indice d'apport silicoclastique à partir des mesures XRF core-scanner.....	163
3.2.	Etude comparée de la composition géochimique et de la signature en ϵ Nd des sédiments .	165
4.	Corrélation du signal géochimique entre les carottes sédimentaires	168
D.	Evolution des sources sédimentaires terrestres depuis la dernière période glaciaire dans le système sédimentaire du Var, implications concernant les processus d'érosion et de transfert des sédiments	170
1.	Résumé des principaux résultats de l'article	170
2.	Article : "Geochemical evidences for response of erosion and sediment transfers to rapid climate change and glaciation, SW Alps, France"	172
CHAPITRE 8 : MODELISATION HYDRO-SEDIMENTAIRE DU FLEUVE VAR AU COURS DES DERNIERS 50 000 ANS		201
A.	Validation de la calibration du modèle à partir des données mesurées à l'embouchure du Var	202

1.	Sources des données actuelles	202
2.	Validation du modèle de balance hydrologique	204
3.	Validation du modèle de transport.....	206
B.	Les entrées du modèle.....	209
1.	Les statistiques climatiques	209
2.	La taille des glaciers	210
C.	Impact des variations climatiques sur le débit du Var.....	211
1.	Comportement hydrologique du Var en contexte glaciaire	213
1.1.	Le régime du fleuve en contexte glaciaire.....	213
1.2.	Les apports d'eau de fonte par les glaciers et considérations pour l'évolution de la taille des glaciers	213
2.	Comportement hydrologique du Var à travers les cycles de Dansgaard-Oeschger.....	215
3.	Impact des variations climatiques sur la fréquence et la magnitude des crues du Var.....	215
D.	Impact des variations climatiques sur la charge sédimentaire du Var	217
E.	Impact des variations climatiques sur le transfert des sédiments par les courants hyperpycnaux	220
1.	Evolution du comportement hydro-sédimentaire du Var lors des crues.....	220
2.	Simulation de l'activité hyperpycnale du Var	222
2.1.	Remarques sur la définition du seuil de déclenchement des courants hyperpycnaux	222
2.1.	Evolution de l'activité hyperpycnale du Var depuis 50 000 ans.....	222
2.2.	Impact des variations climatiques sur l'activité hyperpycnale du Var	225
2.2.1.	Impact de la taille des glaciers sur l'activité hyperpycnale du Var	225
2.2.2.	Impact de la pluviométrie sur l'activité hyperpycnale du Var	225
F.	Etude comparative données – modèles	226
1.	Les flux sédimentaires dérivés de l'érosion par les glaciers : modélisation et reconstitution par le traçage des sources sédimentaires	226
2.	Activité hyperpycnale du Var simulée et activité turbiditique observée sur la Ride Sédimentaire du Var	229
CONCLUSIONS.....		235
A.	Rappels : problématique, objectifs et méthodes.....	236
B.	Synthèse des résultats : évolution de l'érosion et des transferts sédimentaires depuis la dernière période glaciaire.....	238
C.	Conclusions majeures	242
D.	Perspectives.....	243
REFERENCES		247
ANNEXES.....		289

Résumé

Alors que les processus contrôlant l'érosion et les transferts de sédiment sont intensément débattus, il est toujours difficile d'obtenir des archives sédimentaires qui permettraient d'accéder aux flux terrigènes passés, particulièrement au cours du Quaternaire où les variations du niveau marin ont eu un profond impact sur la sédimentation marine. Cette étude se focalise sur le système sédimentaire du Var (SE de la France), où l'absence de plateau continental au niveau de la marge Nord-ligure a permis une alimentation continue en sédiment du système turbiditique profond par le fleuve Var, sans qu'elle ne soit affectée par les variations du niveau marin. Par ailleurs, les courants hyperpycniaux, déclenchés lors des crues du Var hautement concentrées en sédiments, semblent jouer un rôle majeur dans cette alimentation et ainsi, permettent d'établir un lien étroit entre les flux sédimentaires du fleuve Var et les dépôts turbiditiques. Cette thèse présente une reconstitution des transferts terre-mer menée à partir de l'étude de ces dépôts turbiditiques, son objectif est d'apporter des éléments nouveaux pour mieux cerner la relation climat-érosion-transfert à l'échelle millénaire.

Ce travail repose sur des carottes sédimentaires prélevées dans les dépôts turbiditiques de la Ride Sédimentaire du Var et dont le cadre chronostratigraphique est établi avec une résolution millénaire pour le dernier cycle glaciaire (0 - 75 ka). Il propose une approche inédite dans des dépôts turbiditiques, alliant (1) une étude sédimentologique permettant de reconstituer l'activité turbiditique sur la Ride du Var et (2) une étude géochimique incluant le traçage des sources sédimentaires par l'isotopie du Nd. En complément, une simulation des flux sédimentaires du fleuve Var, a été établie pour la même période à partir du modèle *Hydrotrend* (Syvitski et al., 1998). Les résultats de cette simulation montrent que les variations de l'activité turbiditique enregistrées sur la Ride du Var sont gouvernées par des changements de l'activité hyperpycnale du fleuve.

Les résultats de cette étude ont permis de retracer des changements dans l'aire d'alimentation des sédiments et dans le comportement hydro-sédimentaire du fleuve Var qui semblent être la conséquence directe de la glaciation/déglaciation du bassin versant et des cycles climatiques rapides de Dansgaard-Oeschger pendant la dernière période glaciaire.

A l'échelle du dernier cycle glaciaire, les flux sédimentaires sont contrôlés par la présence, ou l'absence, de glaciers dans le bassin versant qui fournissent de grande quantité de sédiments au système engendrant une forte activité hyperpycnale du Var. Au Dernier Maximum glaciaire, les flux sédimentaires du Var sont estimés à 3,7 Mt/an, c'est-à-dire 2,5 fois plus qu'actuellement (1,3 à 1,6 Mt/an). Le retrait des glaciers du bassin versant est identifié, entre 16 et 19 ka, par la baisse simultanée de l'activité hyperpycnale et des apports en sédiments provenant des zones englacées. Une phase rapide de recyclage des sédiments glaciaires est identifiée vers 10 ka, elle, semble engendrée par l'augmentation rapide des précipitations du fait de l'installation des conditions climatiques interglaciaires au début de l'Holocène. A l'échelle des cycles de Dansgaard-Oeschger, le comportement hydro-sédimentaire du fleuve montre des changements importants qui se traduisent par une augmentation de l'activité hyperpycnal du fleuve pendant les stades froids et secs et par une diminution pendant les interstades chauds et humides.

Cette étude montre que les systèmes fluviaux peuvent transmettre efficacement des perturbations rapides des flux de sédiments (i.e. concentration en sédiment). Elle met en avant l'intérêt que revêtent les systèmes sédimentaires « rapides » pour l'étude de l'impact des climats sur l'érosion et les transferts de sédiments et montre le potentiel que peuvent avoir les dépôts turbiditiques en tant qu'archive, à haute résolution, des flux sédimentaires dès lors que plus de deux tiers des fleuves peuvent générer des courants hyperpycniaux (Mulder & Syvitski, 1995).

Abstract

While dominant processes and time-scales controlling denudation rates are intensively debated, past terrigenous input remains difficult to detect from the marine sedimentary record, especially during the Quaternary because of the strong overprint exerted by the sea-level changes. In this study, we focus on the Var sediment-routing system (SE France) where the absence of a continental shelf off the Var river mouth (Ligurian margin, NW Mediterranean Sea) resulted in the direct connection between the Var River and the deep basin during both highstand and lowstand conditions. Moreover hyperpycnal flow initiated during Var floods are the main sediment transfer processes in the Var turbidite system, making changes in sediment supply within headwater source regions possible to discern in the stratigraphic record of the distal sedimentary basin. This study provides source-to-sink sediment budgets established in deep-sea turbidite and new insights for understanding of climatic variability and forcing mechanisms on denudation and sediment transfers over millennial scale.

On the basis sedimentological and geochemical (including Nd isotope ratios) study of sedimentary cores from the Var Sedimentary Ridge with high-resolution stratigraphic frameworks, we reconstructed (1) turbidite activity on the Ridge, and (2) terrestrial sediment sources of turbidite sediments, for the last glacial cycle (0-75 ka). In addition, sediment flux of the Var River is simulated by using the numerical model *HydroTrend* (Syvitski et al., 1998). The simulation shows that turbidite activity on the Ridge is linked with changes in magnitude of hyperpycnal flows.

The results point out changes in terrestrial sediment source area and in river behavior in response to Dansgaard-Oeschger climate cycles and glaciation in the watershed. Results evidenced the dominant role of glaciers at the scale of glacial-interglacial cycles in controlling the changes sediment flux. We estimated glacial sediment flux up to 3,7 Mt/yr for the Var River, i.e. 2.5 fold modern flux (1.3 to 1.6 Mt/yr). A major retreat of glaciers is identified between 19 and 16 ka by a synchronous decrease in sediment yield by glaciated areas and in turbidite activity. We also identified a paraglacial phase of sediment reworking at the very beginning of Holocene (around 10ka) likely caused by a rapid increase in rainfalls that occurred at that time. During Dansgaard-Oeschger cycles, decrease in hyperpycnal activity occurred synchronously with cold and arid stadials, while warmer and wetter interstadials correspond to low hyperpycnal activity traducing major changes in the Var river behavior.

These findings show that rivers can transmit high-frequency changes in sediment flux (i.e. in sediment concentration) and demonstrate that reactive sediment-routing systems represent a major case study for understanding climate forcing on erosion and sediment transfers. As most of rivers in the world are able to produce hyperpycnal currents (Mulder & Syvitski 1995), this study shows that deep sea accumulation can provide high-resolution records of terrigenous input.

INTRODUCTION

Depuis plusieurs décennies maintenant, il est admis que la tectonique, le climat et l'érosion ont évolué de pair au cours du temps selon un réseau complexe d'interactions. La tectonique des plaques construit les reliefs ; l'érosion, qui tend à augmenter avec le relief, entraîne quant à elle un effet de rebond isostatique influençant par là même le relief. La construction des chaînes de montagne a également un impact sur le climat en édifiant des barrières orographiques qui perturbent la circulation atmosphérique. L'érosion, par l'altération des silicates, joue aussi un rôle crucial dans la régulation du climat et le cycle du carbone en mobilisant du CO₂ atmosphérique, favorisant ainsi sa séquestration dans les réservoirs sédimentaires. Le climat joue également un rôle sur l'érosion et l'altération des silicates mais toutefois les processus qui rentrent en jeu dans cette relation restent assez mal contraints.

Le cœur des recherches et les interrogations dans ce domaine ciblent surtout la fin du Cénozoïque, qui, à l'échelle mondiale, est marquée à la fois par une accélération de la surrection, une accélération de l'érosion, et l'entrée dans une glaciation se traduisant par l'installation d'un climat plus instable. Depuis la parution de l'article de Molnar et England (1990) sur la problématique du « Chicken or Egg », l'hypothèse dominante est que l'augmentation de la surrection serait principalement liée à l'accélération de l'érosion dont les changements climatiques seraient le moteur. Toutefois, cette hypothèse est aujourd'hui critiquée, les mécanismes de rétroaction exercés sur les cycles du CO₂ étant principalement mis en cause (Willenbring et von Blanckenburg, 2010; Willenbring et al., 2013). Si la glaciation peut être à l'origine de l'augmentation de l'érosion à haute altitude, celle-ci ne permet pas d'expliquer celle qui est aussi observée à basse altitude. Face au besoin d'unifier les processus qui contrôlent la relation entre le climat et l'érosion à la fin du Cénozoïque, plusieurs auteurs ont proposé (Peizhen et al., 2001; Molnar, 2004) que l'instabilité générale du climat (i.e. cycles de Milankovitch, 10⁵ à 10⁴ ans), en maintenant les systèmes sédimentaires dans un état de déséquilibre permanent, était la cause de l'érosion accrue. Bien que cette hypothèse laisse place aux réactions spécifiques de chaque système face aux instabilités climatiques, elle reste elle aussi controversée, principalement car les processus contrôlant l'érosion à travers ces variations climatiques rapides sont mal cernés (e.g. Molnar et al., 2001; Clift, 2006).

La méconnaissance de l'impact du climat sur les processus d'érosion provient avant tout des difficultés rencontrées dans l'étude de l'érosion sur une échelle de temps fine (10³-10⁴ ans). Dans la mesure où les sédiments pourraient être érodés à certaines périodes puis transportés à d'autres, il est souvent difficile d'établir avec certitude un lien direct entre l'érosion et la sédimentation (e.g. Blum et Hattier-Womack, 2009; Leeder, 2011). Par ailleurs, dans les grands systèmes fluviaux, l'intervalle de temps entre l'érosion d'une particule et son dépôt dans le bassin sédimentaire pourrait même dépasser l'échelle des variations climatiques (Castelltort et Van den Driessche, 2003). A cela s'ajoute l'incertitude qui persiste sur la capacité des systèmes sédimentaires à transmettre efficacement les perturbations climatiques de l'érosion, en raison des rétroactions que peuvent exercer les systèmes fluviaux (Métivier et Gaudemer, 1999; Jerolmack et Paola, 2010; Simpson et Castelltort, 2013). L'éventail complexe de ces problématiques est largement illustré dans le cas des grands systèmes sédimentaires qui drainent l'Himalaya (Métivier et Gaudemer, 1999 ; Molnar 2004; Clift, 2006; Galy et al., 2007; Alizai et al., 2011; Clift et al., 2014).

Il est généralement admis que certains systèmes fluviaux de petite taille (<300 km), dit « réactifs » (*Reactive routing systems* ; Allen, 1997), sont susceptibles de transmettre plus rapidement le signal des perturbations climatiques que ne le font les grands systèmes, qualifiés alors de « tamponnés » (*Buffered routing systems*; Allen, 1997). A ce titre, les systèmes courts peuvent représenter des cibles privilégiées pour l'étude des processus qui contrôlent l'érosion et les transferts sédimentaires (e.g. Milliman et Syvitski, 1992; Allen, 1997; Nakajima et Itaki, 2007; Covault et al., 2010, 2011). De plus, ces systèmes fluviaux sont souvent localisés sur des marges actives (Covault et al., 2013) et débouchent sur un plateau continental étroit. Les systèmes turbiditiques qui se développent alors au débouché de ces fleuves reçoivent les produits de l'érosion continentale de façon continue ; tandis que ceux se développant au contraire en périphérie de plateaux continentaux plus larges vont, eux, se trouver déconnectés du fleuve durant les phases de haut niveau marin.

Les systèmes turbiditiques, qui représentent le lieu de dépôt ultime des sédiments transportés par les fleuves, sont parfois considérés comme des accumulations sédimentaires « anarchiques ». Ils sont toutefois susceptibles de fournir un empilement stratigraphique cohérent et leur utilité pour étudier les transferts sédimentaires terre-mer a déjà été démontrée (Piper et Norkman, 1983; Nakajima et Itaki, 2007; Toucanne et al., 2008, 2009; Covault et al., 2010, 2011). Cependant, les archives sédimentaires que constituent ces dépôts turbiditiques demeurent encore aujourd'hui largement sous-exploitées. Lorsqu'il y a connexion entre le réseau fluvial et le système turbiditique, l'apport de sédiments depuis le continent jusqu'au domaine marin profond, via des écoulements turbulents, peut se produire fréquemment. Ces événements peuvent résulter de processus de ruptures de pente suite à la surcharge en sédiments accumulés à proximité de l'embouchure, mais ils peuvent aussi être directement déclenchés par une crue du fleuve (courant hyperpycnal), ce qui dans ce cas peut permettre d'établir un lien direct entre la charge du fleuve et les dépôts sédimentaires profonds (Mulder et Syvitski, 1995; Mulder et al., 2003).

L'objectif principal de cette thèse est d'apporter de nouveaux éléments pour mieux appréhender les interactions entre les processus climatiques et les processus sédimentaires. L'approche envisagée est de caractériser l'évolution de l'érosion et des transferts sédimentaires terre-mer depuis la dernière période glaciaire dans un système court, et donc potentiellement réactif : en l'occurrence, le système sédimentaire du Var (SE France), en utilisant les dépôts turbiditiques comme archives de ses flux sédimentaires. Le système turbiditique du Var apparaît comme un bon cas d'étude puisque, à l'issue de plusieurs décennies de recherches qui lui ont été consacrées, son fonctionnement récent est aujourd'hui assez bien cerné (Savoye et al., 1993 ; Piper et Savoye, 1993 ; Migeon, 2000; Migeon et al., 2001, 2006, 2012 ; Jorry et al., 2011). Plusieurs de ses caractéristiques suggèrent également qu'un lien étroit existe entre la charge sédimentaire transportée par le fleuve et les dépôts turbiditiques : (1) l'absence de plateau continental, (2) la connexion directe entre la tête de canyon et l'embouchure du fleuve et (3) l'importance des courants hyperpycnaux dans son alimentation en sédiments (Mulder et al., 1997a, 1998, 2001a ; Khripounoff et al., 2008, 2012). Par ailleurs, l'existence attestée de glaciers (à notre époque, disparus) dans le bassin versant pendant la dernière période glaciaire (Buoncristiani et Campy, 2004) sera l'occasion

d'étudier l'impact de ces derniers sur l'érosion et notamment leur influence dans la modulation des taux d'érosion à travers les cycles glaciaire-interglaciaire, un rôle qui reste encore actuellement débattu (e.g. Koppes et Montgomery, 2009). En termes de résolution temporelle, l'objectif est de caractériser la relation climat-érosion-transfert et son évolution à une échelle la plus fine possible, calquée sur les cyclicités climatiques millénaires de Dansgaard-Oeschger (D-O) à la fin du Quaternaire. Dans le détail, un premier objectif a été d'établir une stratigraphie à haute résolution (millénaire) des dépôts turbiditiques du système sédimentaire du Var. Un second objectif a été de mener une approche holistique de l'étude des transferts sédimentaires terre-mer, alliant à la fois une reconstitution en termes de flux et de sources sédimentaires en intégrant une caractérisation géochimique des roches et dépôts sédimentaires du bassin versant et des dépôts marins profonds. Cette approche intégrée devrait permettre de mieux distinguer les processus qui contrôlent l'érosion et les transferts sédimentaires dans la zone d'étude, mais surtout de déterminer si les variations rapides du climat y ont joué un rôle et si le système fluvial a été capable de transmettre ce signal jusque dans la sédimentation profonde.

Bien souvent, les problématiques relevant des transferts sédimentaires sont abordées par la modélisation (e.g. Syvitski et Milliman, 2007). Face aux difficultés rencontrées dans l'étude des archives des flux sédimentaires, les modèles peuvent servir de support pour reconstruire l'évolution de l'érosion et des transferts sédimentaires au cours du temps en lien avec les variations climatiques passées (e.g. Kettner et Syvitski, 2008b, 2009). Toutefois les validations de ces simulations restent rares. Un dernier objectif de ce travail de thèse a donc été de modéliser, au moyen du modèle *Hydrotrend*, l'évolution du comportement hydro-sédimentaire du Var et de confronter les résultats de cette simulation avec les interprétations dressées à partir de l'enregistrement sédimentaire

Ce travail de recherche a été mené grâce à un contrat doctoral du Ministère de la Recherche délivré par l'Université Pierre et Marie Curie. Il a été réalisé au sein de deux laboratoires d'accueil : l'Institut des Sciences de la Terre de Paris (ISTeP) à l'Université Pierre et Marie Curie, ainsi qu'au département Géosciences Marines de l'Ifremer où il s'est inscrit dans le cadre des projets « Systèmes Sédimentaires » et « Risques Géologiques ».

Le manuscrit est organisé en deux parties et huit chapitres :

La première partie, divisée en trois chapitres, regroupe une synthèse bibliographique visant à situer le cadre de cette thèse et fournir les éléments et notions nécessaires à la compréhension de ce manuscrit. Le Chapitre 1 présente un état des connaissances sur les transferts sédimentaires, les processus qui les contrôlent à diverses échelles de temps, ainsi que les problèmes qui peuvent être rencontrés lors de leur étude. Ce chapitre a pour but aussi de faire valoir les avantages que revêt l'étude du système sédimentaire du Var. Le Chapitre 2 expose les principales caractéristiques du système sédimentaire du Var, depuis le bassin versant en domaine continental, jusqu'au système turbiditique adjacent. Y sera abordé l'état des connaissances relatives aux fonctionnements du système turbiditique du Var, avec une attention particulière portée aux éléments liant l'activité hydro-sédimentaire du fleuve Var à l'activité turbiditique dans le canyon et la vallée sous-marine. Le Chapitre 3 propose une

synthèse des connaissances sur le climat et l'extension des glaciers alpins pendant la période de temps que couvre cette étude. Enfin, le Chapitre 4 détaille les outils mis en œuvre, les données acquises et les méthodes de traitement des données utilisées dans cette étude.

La seconde partie rassemble les résultats obtenus au cours de cette thèse et les interprétations qui en découlent. Le Chapitre 5 détaille l'établissement du cadre chrono-stratigraphique haute résolution des carottes de la Ride Sédimentaire du Var. Dans le Chapitre 6, l'évolution des apports sédimentaires sur la Ride depuis la dernière période glaciaire est reconstituée à partir de la fréquence des turbidites observées dans les carottes. Cette reconstitution permet de discuter, pour la première fois, de l'impact des cycles de Dansgaard-Oeschger sur les transferts sédimentaires terre-mer et des changements dans le comportement hydro-sédimentaire du Var en réponse à ces variations rapides du climat. Le Chapitre 7 est consacré à l'identification, au moyen des traceurs chimiques, des sources sédimentaires terrestres qui alimentent le système turbiditique. L'évolution de ces sources sédimentaires, au cours du temps permet de mieux contraindre les processus qui sont à l'origine des variations dans les apports sédimentaires observées sur la Ride. Dans ce chapitre est aussi souligné le rôle primordial que jouent les glaciers dans la modulation des flux sédimentaires des systèmes alpins à travers les cycles glaciaires-interglaciaires. Le 8^{ème} et dernier chapitre est dédié aux résultats de la modélisation hydro-sédimentaire du fleuve Var sur une période de temps identique à celle étudiée dans les carottes sédimentaires. Nous verrons que les résultats de cette simulation corroborent les interprétations faites à partir de l'étude des carottes sédimentaires, toutefois les différences entre les deux approches seront aussi discutées.

PARTIE I : GENERALITES

Chapitre 1 : Le transfert des sédiments : de la source au puits

Dans le cadre des thématiques abordées dans ce manuscrit, ce premier chapitre présente un rapide état des connaissances sur les processus qui contrôlent l'érosion et les transferts sédimentaires. L'objectif est de comprendre les enjeux relatifs à l'étude des transferts sédimentaires ainsi que les difficultés rencontrées quant à leur étude. Enfin il a pour objectif de souligner l'intérêt que revêt l'étude du système sédimentaire du Var, qui sera présenté dans le chapitre suivant.

A. Systèmes sédimentaires et flux sédimentaire : définition

1. Les systèmes sédimentaires

D'un point de vue morphologique, un système sédimentaire peut être défini comme l'ensemble d'un ou de plusieurs bassin(s) hydrographique(s) et du bassin sédimentaire auquel il(s) est/sont connecté(s). Dans le cas d'un système endoréique (qui n'est pas connecté à l'océan), les limites du système sont faciles à définir. Dans le cas d'un système ouvert, c'est-à-dire connecté à un bassin océanique, cette définition est plus complexe à établir. Dès lors, il convient mieux de définir un système sédimentaire comme une unité topographique/bathymétrique dans laquelle les sédiments sont séparés de la roche mère, transportés puis déposés (Schumm, 1977; Allen, 1997). Ainsi, à l'expression *système sédimentaire*, on peut préférer celle de *système de routage de sédiment* (i.e., *sediment-routing system*; Allen, 1997). La désignation de *cascades sédimentaires* (*sediment cascades*; Burt et Allison; 2010) plutôt appliquée en géomorphologie, illustre également bien l'aspect dynamique des systèmes sédimentaires.

Un système sédimentaire (ou de routage) peut être divisé en trois sous-systèmes en fonction des processus qui s'y opèrent (Schumm, 1977; Allen, 1997; Figure 1.1) :

- (1) La zone source des sédiments correspond à la zone (continentale) dans laquelle dominent les processus d'érosion tels que les processus d'érosion de pentes ou d'incision des rivières ;
- (2) La zone de transfert des sédiments correspond essentiellement au réseau fluvial. La longueur de la zone de transfert peut être, quasi-nulle dans le cas des reliefs directement connectés au bassin sédimentaire, jusqu'à atteindre plusieurs milliers de kilomètres dans le cas des grands systèmes fluviaux intracontinentaux (ex : Amazone, Nil...);
- (3) La zone de dépôt des sédiments regroupe la plaine d'inondation, les environnements marins peu profonds tels que le delta et le plateau continental, le glacis et la plaine abyssale pour les dépôts les plus profonds qui s'organisent généralement en systèmes turbiditiques.

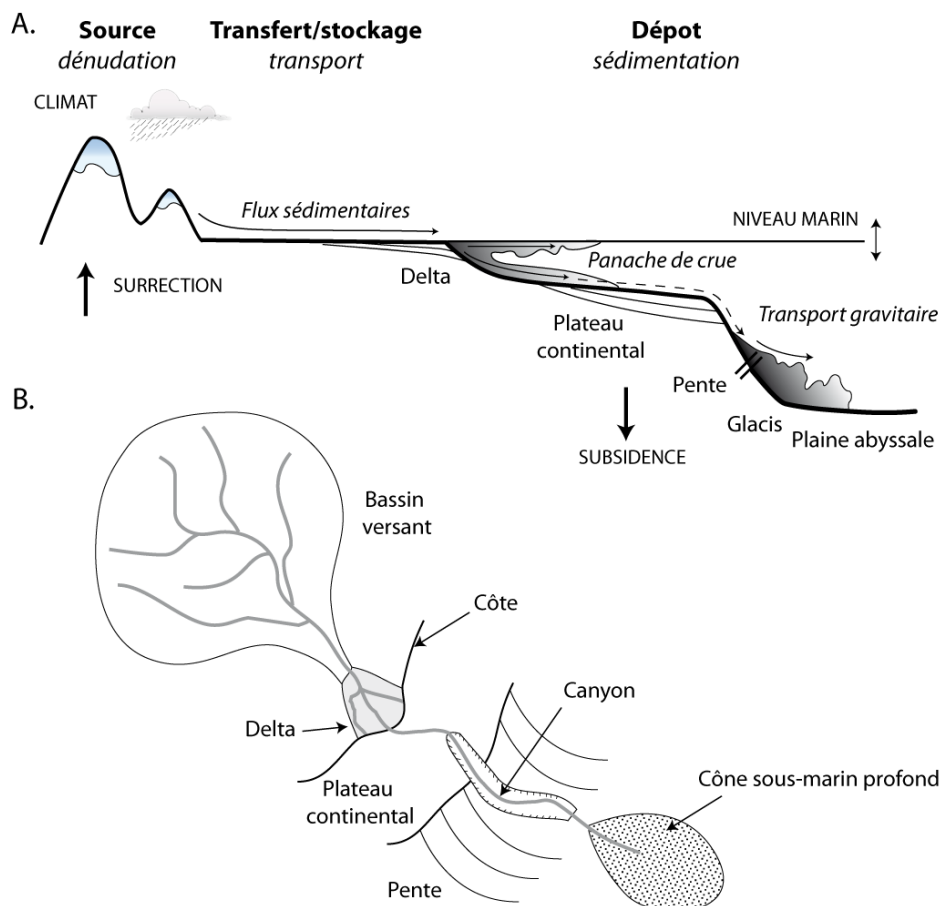


Figure 1.1 : Représentation schématique d'un système sédimentaire. A. répartition des différentes zones (source, de transfert et de dépôt) qui constituent les systèmes sédimentaires le long d'un profil topographique/bathymétrique. B. Représentation des principales unités morphologiques rencontrées dans un système sédimentaire (d'après Blum et Törnqvist, 2000). Le transfert des sédiments s'opère le long du réseau fluvial à terre et le long des chenaux sous-marins dans le système turbiditique, permettant ainsi le transit des sédiments jusqu'à plusieurs centaines de km de la côte dans les plaines abyssales. La zone de dépôt comporte trois unités morphologiques principales : le delta, le plateau continental et le cône sous-marin profond.

La compréhension du fonctionnement global des systèmes sédimentaires reste un enjeu majeur pour appréhender la réaction de ces systèmes aux forçages externes (climatiques et tectoniques, Figure 1.1.a). Elle implique l'interaction entre de nombreuses disciplines telles que la sédimentologie, la géochimie et l'hydrologie sur un large éventail d'échelles spatio-temporelles. Elle passe par la compréhension même de tous les processus intervenant dans chacun des sous-systèmes, ainsi qu'à leur interface (e.g. connexion versant-chenaux ; Cedran et al., 2012). Or, les études holistiques restent rares et la bibliographie se focalise majoritairement sur l'étude des sous-systèmes (se référer à Hinderer (2012) pour une analyse statistique détaillée du contenu bibliographique portant sur l'étude des transferts sédimentaires).

2. La zone de transfert : zone d'équilibre entre érosion et dépôt

La zone de transfert, c'est-à-dire le système fluviatile, est l'articulation essentielle du système sédimentaire : elle assure la connexion entre la source et le puits, c'est-à-dire entre les processus de dénudation et l'enregistrement sédimentaire. La zone de transfert est également un lieu de stockage temporaire des sédiments au cours de leur transit. Le stockage et le remaniement des sédiments piégés dans la zone de transfert vont agir comme des régulateurs du flux sédimentaire et, potentiellement, induire un déphasage entre ce qui entre dans la zone transfert et ce qui en sort, c'est-à-dire entre la production de sédiments et leur dépôt effectif. Le fonctionnement des systèmes fluviatiles et leur réaction face aux forçages tectonique, eustatique et climatique ont fait l'objet de nombreuses synthèses (e.g. Schumm, 1977; Blum et Törnqvist, 2000; Meybeck et Vörösmarty., 2005; Macklin et al., 2012; Blum et Hattier-Womack, 2009; Blum, 2013). Deux processus majeurs influent sur l'équilibre entre transport, stockage et érosion dans la zone de transfert : d'une part, la balance entre les apports sédimentaires et la capacité de transport, et d'autre part, les modifications du niveau de base. Ces deux processus peuvent être considérés, respectivement, comme les conditions aux limites en amont et en aval de la zone de transfert.

Le principe de la balance entre apports sédimentaires et capacité de transport est illustré dans la Figure 1.2. Lorsque les apports sédimentaires en provenance des zones sources sont supérieurs à ce qui peut être transporté par la rivière (i.e. sa capacité de transport), il y a un stockage (i.e. aggradation du chenal). À l'inverse, lorsque la capacité de transport excède la quantité de sédiment fournie par la zone source, le chenal est érodé (i.e. incision du chenal) (Blum et Törnqvist, 2000).

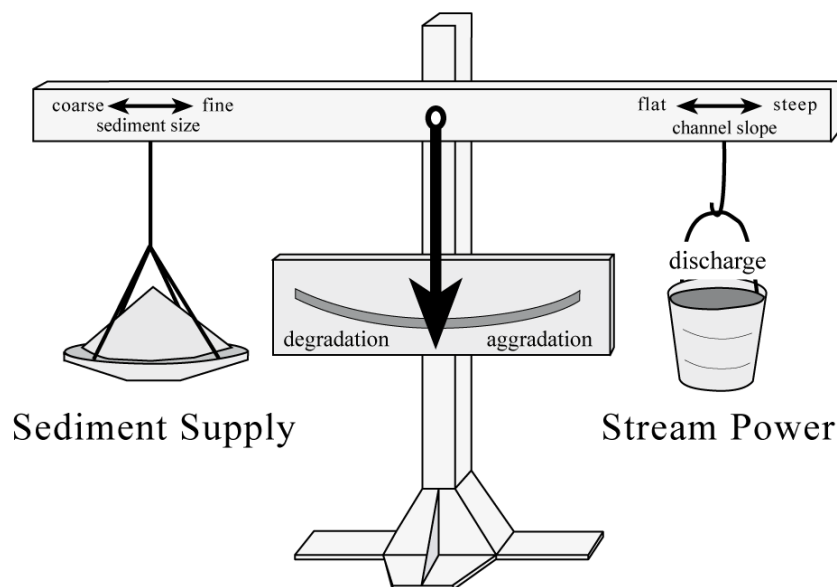


Figure 1.2 : Modèle conceptuel de l'adaptation des rivières (aggradation ou dégradation / incision) en fonction de la balance entre la capacité de transport (stream power) et les apports sédimentaires (sediment supply). L'aggradation du chenal intervient lorsque les apports sédimentaires sont supérieurs à la capacité de transport de la rivière, et inversement pour l'incision (d'après Blum et Törnqvist, 2000).

Le niveau de base correspond au niveau marin. Il permet de définir l'espace disponible pour l'accumulation des sédiments (accommodation) en-dessous du niveau de base. Les modifications du niveau de base ont une répercussion importante sur le dépôt des sédiments au niveau des marges. Ses modifications ont également une répercussion sur le profil d'équilibre de la rivière (équilibre topographique entre érosion et surrection). Ainsi, l'élévation du profil d'équilibre va favoriser l'érosion alors que son abaissement va favoriser le stockage. L'impact des modifications du niveau de base est très marqué à proximité de l'embouchure mais sa répercussion en amont reste débattue : la limite d'influence à l'intérieur des terres avoisinerait la centaine de kilomètres selon Blum et Törnqvist (2000).

3. Les flux sédimentaires

Le flux sédimentaire correspond à la quantité de sédiments sortant de la zone de transfert par unité de temps, c'est-à-dire le bilan entre la quantité de sédiments produite dans la zone source à laquelle est déduite la quantité de sédiments retenue dans la zone de transfert (Slaymaker, 2003). Les flux sédimentaires sont exprimés en quantité (t ou m³) par unité de temps (an). La surface drainée étant le principal facteur qui contrôle la quantité de sédiment (voir partie B), la notation en flux sédimentaires spécifiques, c'est-à-dire en flux par unité de surface (ex : t/km²/an) permet de normaliser les flux sédimentaires et de pouvoir les comparer d'un système à l'autre.

Pour établir un bilan sédimentaire exhaustif, toutes les phases sédimentaires devraient être prises en compte : la charge solide qui comprend la charge de fond (*bedload*) et la charge en suspension, la charge dissoute, ainsi que la charge liée aux processus biogéochimiques tels que les flux de nutriments (Hinderer, 2012).

L'étude des flux de matière dissoute représente un enjeu majeur pour la compréhension du cycle du carbone et du rôle de l'altération chimique (particulièrement celle des silicates) dans la régulation du climat (McLennan, 1993; Bluth et Kump, 1994; Lasaga et al., 1994; Ludwig et al., 1998; Dupré et al., 2003; Galy et al., 2007; Van Oost et al., 2007; Hartmann et al., 2009; Viers et al., 2009). Les avancées réalisées dans ce domaine depuis plusieurs décennies reposent essentiellement sur des données actuelles, (ex : bilans géochimiques aux débouchés des fleuves ; Cai et al. 2008). Les archives des flux de matière dissoute, qui permettraient l'étude rétrospective des flux, sont rares, et généralement cantonnées aux systèmes lacustres clos (Einsele, 2000; Yan et al., 2002). La charge solide reste la composante principale pour l'étude des transferts sédimentaires à long terme. Bien que l'érosion physique et l'altération des silicates semble corrélées (Gaillardet et al., 1999; West et al., 2005), l'étude des flux sédimentaires solides trouve principalement son intérêt dans la compréhension des mécanismes qui contrôlent l'érosion et le transfert des sédiments et de leur réaction face aux forçages externes.

B. Les facteurs contrôlant l'intensité des flux sédimentaires

Les flux sédimentaires au débouché d'un fleuve sont fonction de ce qui est érodé dans le bassin-versant et de ce qui est stocké et /ou transporté par le système fluvial. Par conséquent, les facteurs qui contrôlent l'intensité des flux sédimentaires sont ceux influençant

l'intensité de l'érosion et/ou l'efficacité des transferts de sédiment. Ces facteurs sont liés à des processus physiques qui couvrent un large spectre spatio-temporel, depuis les cycles de collision/fragmentation des continents (Allen, 2008a, 2008b) jusqu'à des processus très localisés tel que les ruptures de pente ou les tempêtes (Davies et Korup, 2010; Hinderer, 2012). La notion d'échelle de temps est donc importante (de Vente et al., 2007). A des échelles de temps de l'ordre du million d'années, les flux sédimentaires sont dominés par l'activité tectonique qui va modifier la morphologie des systèmes sédimentaires (relief, aire de drainage) et le profil d'équilibre des rivières (Allen, 2008a, 2008b). Toutefois, aux échelles de temps abordées dans ce travail ($< 10^5$ ans), les systèmes sédimentaires peuvent être considérés comme étant en équilibre vis-à-vis des processus tectoniques. On peut alors en déduire que les paramètres morphologiques sont stables (Willett et Brandon, 2002), à l'exception cependant de l'aire de drainage qui peut être modifiée par les variations du niveau marin (variabilité de l'ordre de 10^4 ans au Quaternaire ; Mulder et Syvitski, 1996).

Parmi les facteurs qui contrôlent l'intensité des flux sédimentaires, il convient donc de distinguer les facteurs internes, intrinsèques au système et qui sont liés au contexte géologique et tectonique (aire de drainage, relief, pente, lithologie...) des facteurs externes (climat, niveau marin, activité anthropique...) qui peuvent évoluer au cours du temps.

1. Variabilité des flux sédimentaires à l'échelle mondiale

Grâce à l'augmentation de l'instrumentation et du suivi des cours d'eau depuis plusieurs décennies, le flux sédimentaire moyen d'un grand nombre de fleuves est désormais connu. Plusieurs études regroupent les données provenant de fleuves de taille diverse et au contexte tectonique et climatique variés (Milliman et Syvitski, 1992; Syvitski et al., 2003; de Vente et al., 2007; Syvitski et Milliman, 2007; Milliman et al., 2008). L'analyse statistique de toutes ces données a permis d'affiner la compréhension de l'impact relatif des facteurs internes et externes sur les flux sédimentaires à l'échelle mondiale (Figure 1.3). Elle a également permis d'établir des relations empiriques reliant les flux sédimentaires à ces facteurs (Milliman et Syvitski, 1992; Syvitski et al., 2003; Syvitski et Milliman, 2007). C'est sur ces relations que se fondent les modèles permettant de prédire les flux sédimentaires, tant sur une période passée (Kettner et Syvitski, 2008b, 2009) que dans leur évolution future (Meybeck et Vörösmarty, 2005). Récemment, Syvitski et Milliman (2007) ont démontré, avec le modèle BQART, que la variabilité de la charge sédimentaire transportée par des fleuves de la planète (488 rivières transportant 65% des apports sédimentaires fluviaux mondiaux) pouvait être évaluée (96% de la variabilité expliquée) au moyen des quelques paramètres : le ruissellement (rapport débit / aire de drainage), la température du bassin versant, l'aire de drainage, le relief (altitude maximale du bassin versant), la lithologie (dureté), l'érosion produite par les glaciers, l'anthropisation des bassins versants et le piégeage des sédiments dans les réservoirs (Figure 1.3).

Il est depuis longtemps admis que l'aire de drainage et le relief sont les principaux facteurs déterminant la quantité de sédiments délivrée par les fleuves (Walling et Webb, 1983, 1996; Milliman et Syvitski, 1992; Hovius, 1998; Syvitski et al., 2003). Selon Syvitski et Milliman (2007), ces deux facteurs expliquent 57% de la variabilité de la charge sédimentaire

des fleuves. Avec 8% supplémentaires pour la lithologie, l'ensemble des facteurs internes expliquent ainsi 65% de la variabilité, et donc beaucoup plus que les facteurs externes, lesquels comprennent 14% imputés aux paramètres climatiques (contrôlant le ruissellement et la température), 16% dus à l'impact anthropique et 1% provenant des glaciers.

	Glacier	Lithology	Trapping	Erosion	Temp	Area	Relief	Discharge
Glacier	1.00							
Lithology	.10	1.00						
Trapping	.12	.09	1.00					
Soil erosion	-.04	.25	.17	1.00				
Basin temperature	-.30	-.21	-.12	.16	1.00			
Basin area	-.02	.02	-.03	.01	-.07	1.00		
Relief	.18	.20	-.08	.12	-.02	.32	1.00	
Discharge	-.01	.01	.00	.01	.03	.75	.25	1.00
Sediment load	-.00	.14	.04	.13	.06	.58	.40	.67

Figure 1.3: Matrice de corrélation entre plusieurs paramètres mesurés sur 488 fleuves (représentant 63% des flux sédimentaires mondiaux). Les valeurs pour lesquelles la corrélation (positive) ou l'anti-corrélation (négative) est statistiquement significative sont représentées en gras. Les facteurs internes (relief, aire de drainage, lithologie) ont un impact plus fort sur le débit (« Discharge »), sur la charge sédimentaire (« Sediment load ») et sur l'érosion que les facteurs externes (glaciers, température, efficacité de piégeage des sédiments dans des réservoirs naturels ou artificiels) (d'après Syvitski et Milliman, 2007).

Pour s'affranchir de l'impact de la taille de l'aire drainage et donner plus de poids aux autres facteurs, les flux sédimentaires peuvent être exprimés par unité de surface (flux spécifiques ; de Vente et al., 2007 ; Figure 1.4). Les grands fleuves ont des flux spécifiques relativement limités, particulièrement ceux situés dans des régions arides ou semi-arides comme les grands fleuves russes dont le flux spécifique est inférieur à 10 t/km²/an, mais aussi le Nil avec 43 t/km²/an et le Zaïre avec 10 t/km²/an (Milliman et Syvitski, 1992 ; Blum et Hattier-Womack, 2009). L'Amazone, premier fleuve sur le plan des flux sédimentaires, possède un flux spécifique de 190 t/km²/an (Meade et al., 1985). Quant au Mississippi, plus grand fleuve d'Amérique du Nord, son flux spécifique atteint 120 t/km²/an (Meade et al., 1990). Parmi les grands fleuves, ce sont ceux drainant l'Himalaya qui présentent un flux spécifique le plus élevé avec 250 t/km²/an pour l'Indus et pour le Yangtze et jusqu'à 530 t/km²/an pour le Gange (Hovius, 1998; Blum et Hattier-Womack, 2009). A l'inverse, les petits fleuves de montagne (quelques centaines à quelques milliers de km²) dépassent généralement les 500 t/km²/an (Milliman et Syvitski, 1992; Blum et Hattier-Womack, 2009). Partant de cette observation, Milliman et Syvitski (1992) ont émis l'hypothèse que, collectivement, ces petits fleuves pourraient contribuer à une grande part des flux sédimentaires mondiaux. Les fleuves présentant les flux spécifiques les plus importants (qui dépassent 10 000 t/km²/an) se situent sur le pourtour du Pacifique, particulièrement en Nouvelle-Zélande et à Taiwan (Milliman et Syvitski 1992; Blum et Hattier-Womack, 2009 ; Figure 1.4). Dans ces régions, le contexte tectonique actif et les conditions climatiques sont tous les deux favorables pour produire de tels flux. Il s'agit de fleuves qui drainent de petites surfaces (quelques centaines à quelques milliers de km²) avec de hauts reliefs constitués de roches tendres (Koppes et Montgomery, 2009) et qui sont soumises à de fortes précipitations (parfois plus de 2 000 mm/an).

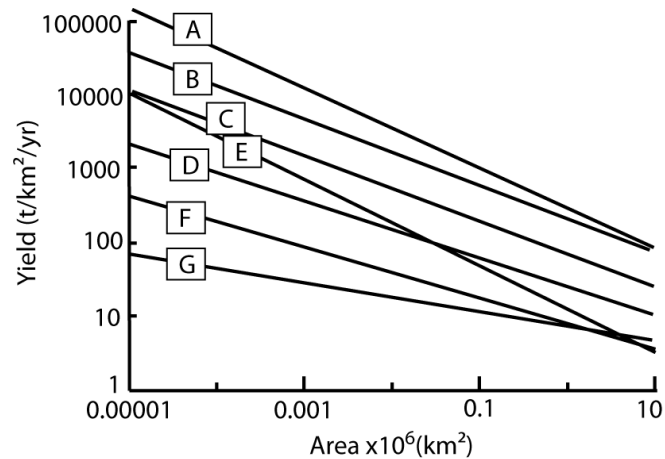


Figure 1.4: Relation entre le flux sédimentaire spécifique (« Yield ») et l'aire de drainage pour différentes classes de relief (altitude maximale du bassin versant), basé sur une compilation de 280 rivières : A. >3000m ; B., C., D. 3000-1000m ; E. 1000-500 ; F. 500-100m et G. <100m. A relief équivalent, les flux spécifiques sont plus élevés dans la zone Asie-Océanie (B.) qui présente un climat chaud et humide soumis à la mousson et une tectonique active que dans la zone Amérique, Afrique et Alpes européennes (C.), et la zone Europe (hors Alpes) et Arctique (D.) (D'après Milliman et Syvitski, 1992).

2. Les facteurs de contrôle des flux sédimentaires

2.1. Les facteurs internes : aire de drainage, relief, pente, lithologie

A relief et aire géographique similaires, les flux sédimentaires spécifiques ont tendance à diminuer avec l'aire de drainage (Figure 1.4), contrairement aux flux sédimentaires non spécifiques (Figure 1.3) (Milliman et Syvitski, 1992; Syvitski et Milliman, 2007; Blum et Hattier-Womack, 2009). Cette relation reflète deux caractéristiques exacerbant l'érosion et les transferts de sédiment que possèdent les bassins de petite taille par rapport aux plus grands (Figure 1.5) :

- la proximité de la zone source : la zone de transfert étant plus courte, le stockage temporaire est limité, ainsi une plus grande part du sédiment produit dans la zone source atteint l'embouchure ;
- une pente moyenne plus importante, car à relief égal, le gradient topographique est plus grand dans les systèmes courts, or la pente est un facteur déterminant dans les processus de d'érosion (Davies et Korup, 2010; Willenbring et al., 2013; Figure 1.6) mais aussi dans la connectivité entre le produit de cette érosion et le système fluvial (Allen, 1997; Cerdan et al., 2012).

L'importance des zones à forte pente dans les apports sédimentaires s'observe également à l'intérieur des bassins versants. Par exemple, 80% des apports sédimentaires de l'Amazone proviennent des Andes alors qu'elle ne représente que 10% de l'aire de drainage (Meade et al., 1985).

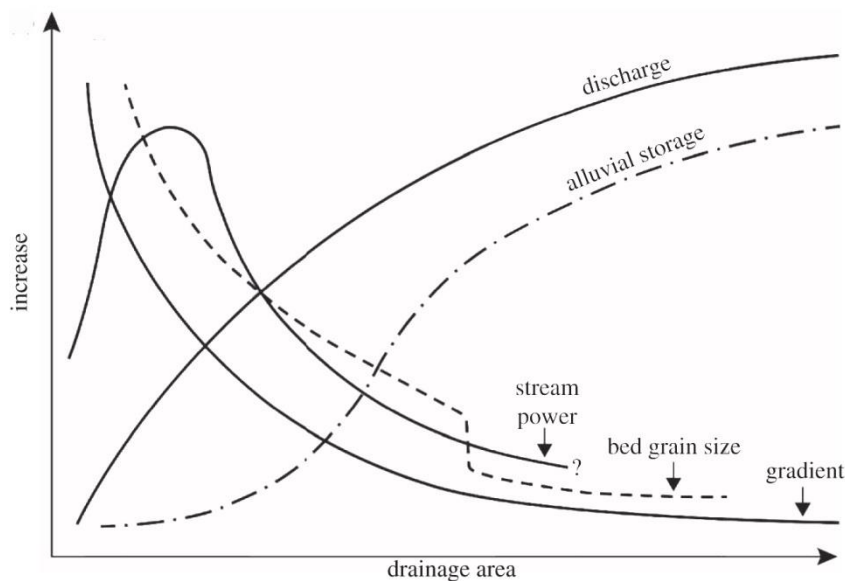


Figure 1.5 : Caractéristiques (débit : « discharge », stockage temporaire : « alluvial storage », capacité de transport « stream power », taille des particules de fond : « bed grain size » et pente : « gradient ») des systèmes fluviaux, en fonction de leur aire de drainage (D'après Macklin et al., 2012, sur la base des travaux de Schumm, 1977).

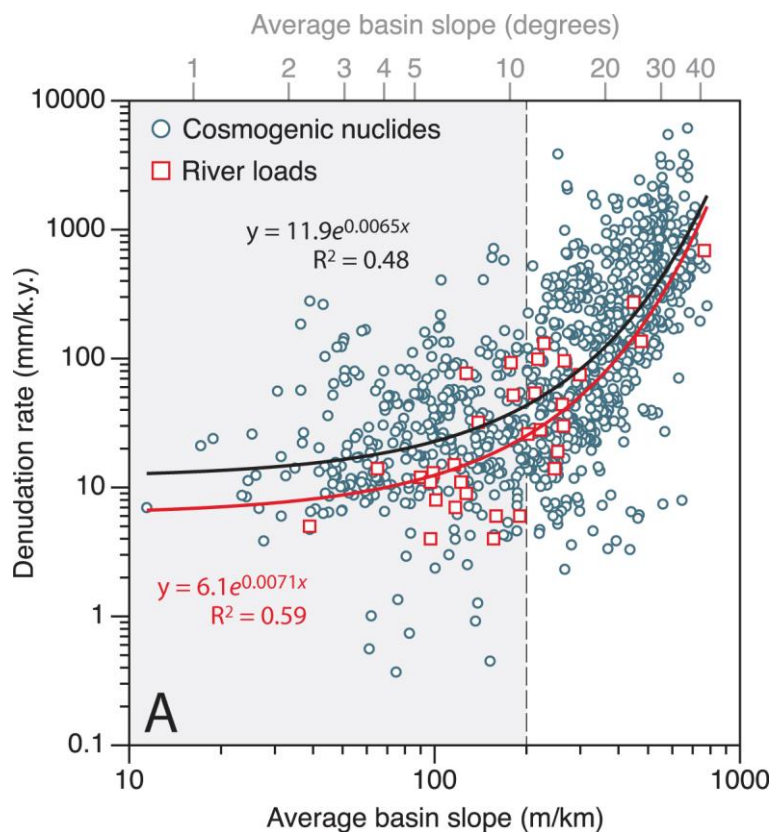


Figure 1.6 : Evolution du taux de dénudation en fonction de la pente moyenne du bassin versant. (D'après Willenbring et al., 2013).

Les processus d'érosion des pentes sont sensibles à de nombreux paramètres qui pourraient expliquer la variabilité des taux d'érosion observée pour des pentes similaires (Willenbring et al., 2013 ; Figure 1.6). Entrent notamment en ligne de compte : l'occupation

des sols et l'activité humaine, la densité du couvert végétal et le type de végétation, le ruissellement qui est fonction de la pluviométrie, les instabilités gravitaires favorisées par les mouvements d'eau souterraine, la thermoclastie/cryoclastie, les conditions climatiques passées (passé glaciaire), l'activité sismique et les champs de contraintes tectoniques (Allen, 1997; Morgan, 2009).

La lithologie est aussi un élément déterminant qui peut influencer d'un facteur 6 les flux sédimentaires (Syvitski et Milliman, 2007). Elle est en partie à l'origine des faibles flux sédimentaires mesurés au débouché des fleuves arctiques (Figure 1.4) qui drainent un socle cratonique très dur. A l'inverse des flux sédimentaires importants sont mesurés en Asie-Océanie où la lithologie est dominée par des roches tendres, d'origine volcanique et clastique (Koppes et Montgomery, 2009; Syvitski et Milliman, 2007). Les différentes lithologies peuvent se classer par ordre de dureté (de la plus tendre à la plus dure), comme suit : les lœss, les sédiments clastiques non consolidés et les dépôts alluviaux, les roches sédimentaires clastiques, les roches carbonatées, les roches volcaniques, et enfin les roches plutoniques et métamorphiques. Parmi ces dernières, les roches les plus dures sont les roches plutoniques acides et métamorphiques de haut grade présentes sur les cratons. L'hétérogénéité lithologique peut également modifier la contribution relative des différentes parties du bassin versant (Milliman et al., 1987).

2.2. *Les facteurs externes*

2.2.1. *Température et précipitations*

La température et les précipitations sont des paramètres qui permettent de caractériser numériquement le climat. Toutefois, aucune relation simple ne peut être établie entre ces deux paramètres et les flux sédimentaires. En réalité, le climat regroupe un grand nombre de processus physiques, chimiques et biologiques difficiles à quantifier. C'est l'action combinée de ces processus (et potentiellement leurs rétroactions) qui rend l'impact du climat sur les flux sédimentaires difficile à prédire (Walling et Webb, 1983). Pour un même forçage (modification de température ou de précipitations) appliqué à deux systèmes sédimentaires différents, leurs réponses en terme de flux sédimentaires peut être opposées (Milliman et Syvitski, 1992; Mulder et Syvitski, 1996; Coulthard et al., 2005).

Dans le détail, la température a un impact sur le taux d'altération chimique, sur la formation des sols, sur le type de précipitations (pluie/neige), sur la fonte de neige et de glace, sur la thermoclastie/cryoclastie, mais aussi sur le régime de précipitations (leur saisonnalité, la mousson, les typhons, les précipitations convectives ...), ainsi que sur le type de végétation.

Les précipitations contrôlent le ruissellement, lequel favorise à la fois l'érosion et les transferts de sédiment (Clift et al., 2008; Covault et al., 2010). D'un système sédimentaire à l'autre, les flux sédimentaires augmentent généralement de pair avec le ruissellement (Milliman et Syvitski, 1992; Syvitski et al., 2003; Syvitski et Milliman, 2007). S'il est vrai que les bassins humides produisent et transportent plus de sédiments que les bassins arides, la relation précipitation / flux sédimentaire n'est toutefois pas linéaire (Langbein et Schumm, 1958 ; Schumm, 1965 ; Figure 1.7). En effet, le développement de la végétation, tout en étant

dépendant des précipitations et de la température, constitue un facteur limitant du ruissellement (interception par la canopée, évapotranspiration, augmentation de l'infiltration) et de l'érosion (stabilisation des sols et des versants). Ainsi, parmi les bassins humides (précipitation > 1000 mm/an) où la végétation est bien développée, les flux sédimentaires augmentent avec les précipitations. A l'inverse, dans le cas de bassins arides à semi-arides, les flux sédimentaires diminuent avec les précipitations, celles-ci favorisant le développement du couvert végétal (Langbein et Schumm 1958; Walling et Webb 1983, 1996; Molnar, 2001; Figure 1.7).

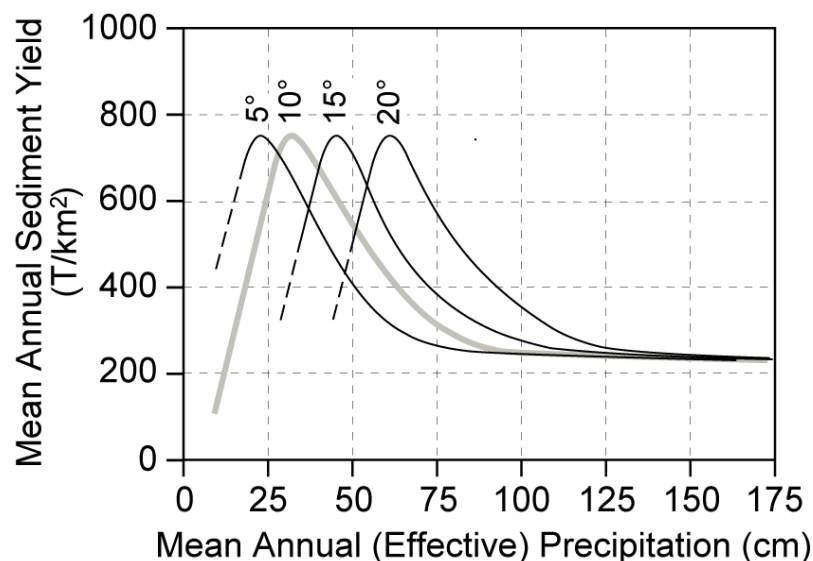


Figure 1.7: Evolution des flux sédimentaires spécifiques dans le cas d'une transition depuis des conditions arides vers des conditions semi-arides (adaptée par Schumm, 1965 d'après Langbein et Schumm, 1958). Les flux sédimentaires spécifiques diminuent lorsque les précipitations augmentent en raison du développement du couvert végétal. Au-delà de 1 000mm/an, les flux sédimentaires augmentent avec les précipitations (Walling et Webb, 1983, 1996). On notera que dans le cas d'un climat aride les flux sédimentaires ont tendance à diminuer lorsque la température augmente.

D'autres facteurs concernant les précipitations, tels que la saisonnalité ou les événements pluvieux extrêmes (mousson, typhon, tempêtes, orages...) semblent aussi jouer un rôle important dans les transferts sédimentaires. L'irrégularité des précipitations constituerait notamment un des éléments explicatifs de la forte contribution des îles du Pacifique Sud-Ouest aux flux sédimentaires mondiaux (environ 35% ; Milliman et Meade, 1983; Milliman et Syvitski, 1992; Milliman et Farnsworth, 2011). Dans de nombreux systèmes, généralement de petite taille (<10 000 km²), la majorité des sédiments sont transférés durant les crues qui suivent ces événements pluvieux intenses (Milliman et Syvitski, 1992). Certains événements peuvent transporter une quantité de sédiments équivalente à celle de plusieurs années normales cumulées (e.g. Wolman et Miller, 1960; Mulder et al., 1997a). Toutefois, le caractère exceptionnel de ces événements ne permet pas toujours d'estimer leur contribution réelle et ainsi de les prendre en compte dans les bilans de flux sédimentaires (e.g. Kirchner et al., 2001; Warrick et Milliman, 2003). Aussi l'impact de

ces événements exceptionnels sur les flux sédimentaires à l'échelle mondiale, demeure aujourd'hui encore difficile à estimer (Covault et al., 2013).

2.2.2. *Le niveau marin*

Les fluctuations du niveau marin entraînent latéralement la migration du trait de côte et verticalement la modification du niveau de base. La migration du trait de côte peut être très limitée lorsque le fleuve débouche sur un plateau continental court, mais à l'inverse elle peut, devenir très importante (plusieurs centaines de km) lorsque le fleuve débouche sur un plateau continental large (Figure 1.8).

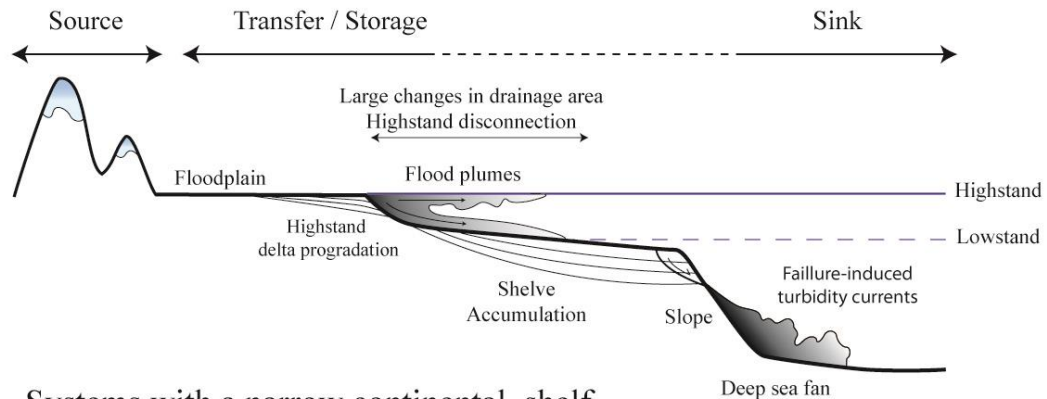
Pour un système sédimentaire, l'avancée ou le recul du trait de côte se traduit par une modification de l'aire de drainage, avec l'émersion ou la submersion du domaine situé dans la zone de battement du niveau marin (Figure 1.8). Une baisse du niveau marin relatif peut aussi entraîner la capture d'autres fleuves, et la formation de méga-fleuves (Mulder et Syvitski, 1996). Par exemple, au cours du dernier bas niveau marin (jusqu'à -120 m pendant le Dernier Maximum Glaciaire ; entre 26,5 et 20 ka¹, Clark et al., 2009) les grands fleuves d'Europe du nord (Rhin, Seine, Tamise...) étaient des affluents du méga-fleuve Manche qui se jetait dans l'Atlantique à plusieurs centaines de km à l'ouest des côtes actuelles (Gibbard et al., 1988). De même, l'émersion de la partie nord de la mer Adriatique a conduit à la formation du méga-fleuve Pô dont l'aire de drainage couvrait la majeure partie du sud des Alpes (Amorosi et al., 1999).

La migration du trait de côte entraîne avec elle une migration des zones de dépôt par la migration du delta qui s'équilibre avec le niveau de base (Blum et Törnqvist, 2000), et par une connexion ou déconnexion du fleuve avec les systèmes sédimentaires sous-marins profonds (système turbiditique ; Mulder et Syvitski, 1996 ; Figure 1.8). Lors de sa construction par progradation, un delta piège une grande partie des sédiments délivrés par le fleuve. Les deltas peuvent prograder jusqu'à atteindre le rebord du plateau continental. En bas niveau marin, le trait de côte se rapproche du rebord du plateau continental limitant ainsi la taille du delta ; les sédiments délivrés par le fleuve peuvent alors être exportés dans le système turbiditique (Blum et Hattier-Womack, 2009). En période de haut niveau marin, le trait de côte est plus éloigné du rebord du plateau, permettant ainsi le développement d'un delta plus large (Burgess et Hovius, 1998). Toutefois, la progradation des deltas est limitée par le recyclage des sédiments que les courants et les vagues redistribuent le long de la côte (Muto et Steel, 2002). Ainsi, la plupart des fleuves débouchant sur un plateau continental large n'atteignent pas le rebord et restent déconnectés de leur système turbiditique lorsque les périodes de haut niveau marin sont relativement courtes ; comme cela a été le cas au cours du Quaternaire (Muto et Steel, 2002 ; e.g. Milliman et al., 1975, pour l'Amazon). Exceptionnellement, la formation de canyon sous-marin, incisant en partie le plateau continental et le delta, permet de maintenir une connexion plus ou moins efficace entre le fleuve et le système turbiditique durant les hauts niveaux marins ; c'est actuellement le cas du Gange-Brahmapoutre et de son éventail turbiditique (*Bengal fan* ; Weber et al., 1997, 2003). Dans certains cas, lorsque les flux de sédiments délivrés par le fleuve sont suffisants pour compenser la montée du niveau

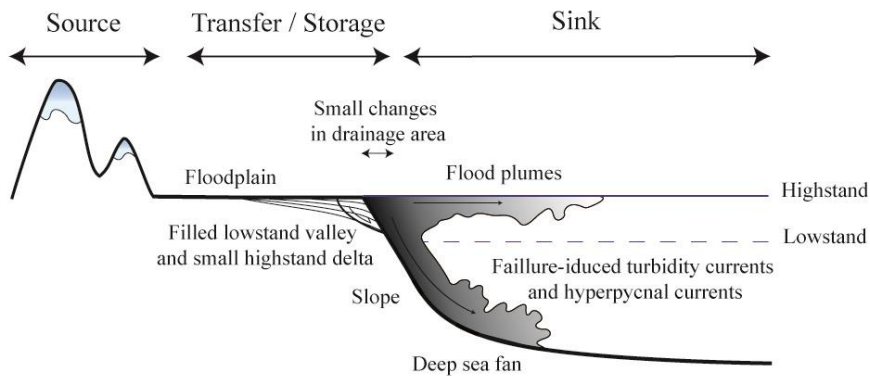
¹ ka : 10³ ans BP (Before Present)

marin, le delta peut maintenir sa position, en aggradant, lors d'une remontée du niveau marin (e.g. Goodbred et Kuehl, 1999, pour le Gange ; Kolla et Perlmutter, 1993, pour le Mississippi). Lorsque le niveau marin s'abaisse, une partie des sédiments déposés durant le haut niveau marin dans le delta et sur le plateau sont alors recyclés (Figure 1.8.c) ; Selon Blum et Törnqvist (2000 ; voir aussi Blum et Hattier-Womack, 2009), la quantité de sédiments fournie par cette source serait très faible, comparée à celle fournie par le reste de l'aire de drainage, son rôle dans le développement des éventails turbiditiques observé pendant les bas niveaux marin, serait donc minime.

A. Systems with a broad continental shelf



B. Systems with a narrow continental shelf



C. Zoom on the shoreline during sea level fall

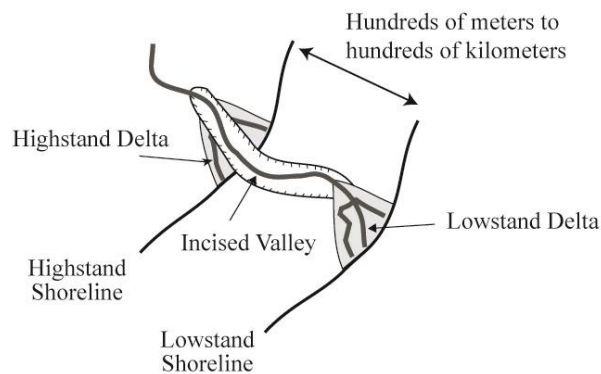


Figure 1.8 : Différence de l'impact des variations du niveau marin sur les systèmes sédimentaires en fonction de la largeur du plateau continental. Lorsque le plateau est court (B.), le front du delta atteint le rebord de plateau, le système turbiditique est toujours connecté au fleuve. L'éventail turbiditique (« deep sea fan ») est alimenté à la fois par les courants hyperpycnaux (si le fleuve est capable d'en générer ; Mulder et Syvitski, 1995) et les courants de turbidité formés par les glissements de masse au front du delta. Lorsque le plateau est large (A.), le système turbiditique est déconnecté du fleuve en période de haut niveau marin, il est alimenté par les courants de turbidité formés par les glissements de masse au niveau du rebord de plateau. C. Impact des variations du niveau marin sur le trait de côte et le delta (d'après Blum et Törnqvist, 2000). Une chute du niveau marin, entraîne la formation d'un delta de bas niveau marin et une incision du delta de haut niveau marin qui n'est plus en équilibre avec le niveau de base.

2.2.3. *Les Glaciers*

La glace est certainement le vecteur d'érosion le plus efficace, les taux d'incision des vallées produits par les glaciers étant deux à quatre fois supérieurs à ceux produits par les rivières (Montgomery, 2002). Toutefois l'intensité de l'érosion par les glaciers est fonction d'autres facteurs : tectonique, climat, nature du substrat (Hallet et al., 1996; Koppes et Montgomery, 2009). Les glaciers modernes ont des taux d'érosion très variables (mesurés d'après la charge sédimentaire portée par les fleuves glaciaires; Hallet et al., 1996) : il est de l'ordre de 0,01 mm/an pour les glaciers polaires et les petits glaciers des plateaux tempérés situés sur un substrat cristallin résistant, de 0,1 mm/an pour les glaciers des vallées tempérées situées également sur un substrat cristallin résistant (ex : Norvège), de 1,0 mm/an pour les petits glaciers des vallées tempérées situées sur des substrats hétérogènes (ex : glaciers alpins), et jusqu'à 10-100 mm/an pour les grands glaciers des vallées tempérées situés en contexte tectonique actif (ex : SE de l'Alaska).

Bien que dans le contexte interglaciaire actuel, la contribution des glaciers aux flux sédimentaires mondiaux soit faible (Syvitski et Milliman, 2007), elle semble particulièrement importante à l'échelle des cycles glaciaire/interglaciaire (Hinderer, 2001; Forbes et Syvitski 1995; Elverhøi et al., 1998; Hebbeln et al., 2007; Kettner et Syvitski, 2008b, 2009). L'érosion par les glaciers permettrait notamment d'expliquer l'augmentation de l'accumulation sédimentaire observée depuis le début de la glaciation survenue à la fin du Cénozoïque (derniers 2-4 Ma ; Molnar et England, 1990; Elverhøi et al., 1998; Molnar, 2004), notamment en Asie (Métivier et al., 1999; Peizhen et al., 2001). Au cours du dernier cycle glaciaire (derniers 100 ka), les apports en sédiments par les fjords représenteraient 25% des apports fluviaux mondiaux (Syvitski et Shaw, 1995). Dans les Alpes, la reconstitution des taux d'érosion pour l'ensemble du Quaternaire donne des valeurs d'environ 0,4 mm/an (Hinderer, 2001; Kuhlemann et al., 2002), c'est-à-dire 3 à 4 fois supérieures aux taux d'érosion modernes, évalués à 0,125 mm/an (Hinderer, 2001). Pendant la dernière déglaciation, entre 17 et 11,5 ka, les taux d'érosion atteignent jusqu'à 1,7 mm/an, soit 14 fois les taux actuels (Hinderer, 2001). Des taux d'érosion élevés au moment de la dernière déglaciation sont aussi observés en Scandinavie (Aarseth, 1997) et en Amérique du Nord (Syvitski et Lee, 1997).

Au moment du retrait des glaciers, de grandes quantités de sédiments issus de l'érosion glaciaire libérés, alors que l'absence de la végétation ne permet pas encore la stabilisation des sols (Forbes et Syvitski, 1995; Syvitski et al., 1996; Figure 1.9). Après le retrait des glaces, le paysage, libéré des contraintes exercées par les glaciers, se trouve déséquilibré (Churh et Ryder, 1972; Ballantyne, 2002). Les formations morainiques et les flancs rocheux abrupts, typiques des vallées glaciaires, sont le lieu de rupture de pente et de glissements de masse (Figure 1.9.a). De plus, la disparition du permafrost entraîne la formation de glaciers rocheux. Ces processus interviennent à des échelles de temps allant de la dizaine d'années pour la modification des structures morainiques, à la dizaine de milliers d'années pour les processus de rupture de pente (Ballantyne, 2002). L'activité de ces processus marque la phase paraglaciale primaire (Churh et Ryder, 1972). La quantité de sédiments libérés pendant cette phase décroît de façon exponentielle après le pic de la déglaciation (Figure 1.9.a, Figure 1.10.a). Cependant, on observe que certains de ces

processus sont toujours actifs dans d'anciennes vallées glaciaires dans lesquelles les glaciers se sont pourtant retirés à la fin de la dernière période glaciaire (il a plus de 10 000 ans, Ballantyne, 2002).

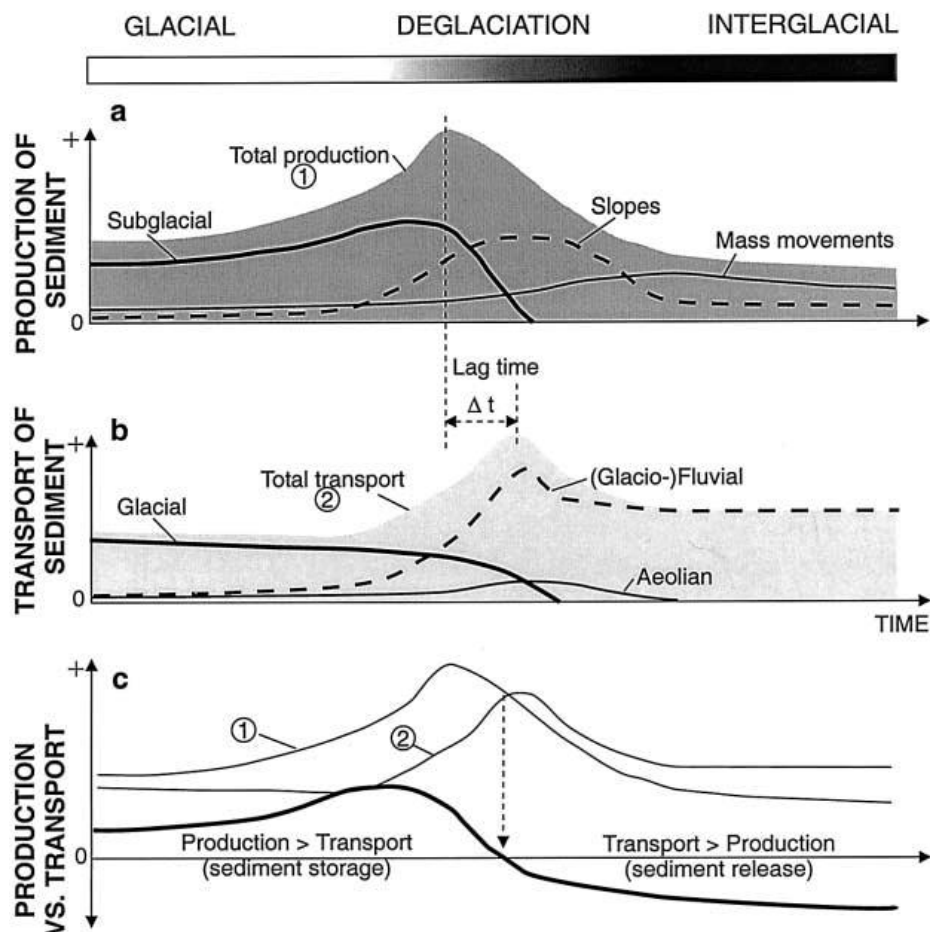


Figure 1.9 : Evolution de la production (a) et la capacité de transport (b) des sédiments dans les bassins versants alpins au cours des transitions glaciaire-interglaciaire. Pendant la période glaciaire et au début de la déglaciation, la production de sédiment surpasse la capacité de transport, une partie des sédiments glaciaires est stockée. Pendant la fin de la glaciation et l'interglaciaire, la capacité de transport dépasse la production de sédiment, les sédiments glaciaires stockés précédemment sont recyclés (c). D'après Hinderer (2001) modifiée d'après Church et Ryder (1972).

Pendant la glaciation et au début de la déglaciation, la disponibilité des sédiments excède la capacité de transport du système fluvial, par conséquent une partie des sédiments reste stockée dans les cônes alluviaux ou dans les chenaux (Figure 1.9.c; Church et Ryder, 1972). Le recyclage de ces sédiments correspond à la phase paraglaciale secondaire (Church et Ryder, 1972; Ballantyne, 2002). L'installation progressive de conditions interglaciaires, plus humides, entraîne une augmentation de la capacité de transport (Figure 1.9.b; Hinderer, 2001). Si cette dernière intervient avant la fin de la déglaciation, elle s'ajoute aux apports d'eau de fonte et peut produire un pic de flux sédimentaire² (Figure 1.9.b; Hinderer, 2001). En

² Dans le cas des systèmes sédimentaires connectés à de grandes masses de glace (i.e. aux calottes), la quantité d'eau de fonte est telle (e.g. Licciardi et al., 1999; Aharon, 2003) qu'elle peut, à elle seule, engendrer un pic de flux sédimentaire pendant la déglaciation (e.g. Blum et Hattier-Womack, 2009; Toucanne et al., 2010; Soulet et al., 2013).

raison du décalage entre le pic de production de sédiment et la capacité de transport, le pic de flux sédimentaire lié à la déglaciation pourrait avoir lieu après celle-ci (Figure 1.9.b ; Figure 1.10.b ; Church et Slaymaker, 1989). La durée qui sépare la déglaciation et l'arrivée du pic de flux sédimentaire serait plus importante pour les bassins de grande taille dans lesquels les sédiments mettraient plus de temps pour parcourir le système (Figure 1.10.b; Church et Slaymaker, 1989; Harbor et Warburton, 1993). Cette hypothèse se fonde sur le fait que les flux spécifiques mesurés dans les bassins déglacés augmentent avec l'aire de drainage (Church et Ryder, 1972). Selon Ballantyne (2002), cette augmentation pourrait s'expliquer par le fait que l'épuisement du stock de sédiment produits par la déglaciation prend plus de temps pour les grands bassins versants dans lesquels une plus grande quantité de sédiments peut être stockée, les flux diminueraient exponentiellement après la déglaciation (Figure 1.10.a). Selon les deux hypothèses, le pic de flux sédimentaire dans les petits bassins versants s'observerait plutôt au moment de la déglaciation.

La période paraglaciale (primaire et secondaire) se termine lorsque le système retourne à son équilibre non-glaciaire, c'est-à-dire lorsque l'empreinte de la glaciation sur les flux sédimentaires ne sont plus distinguables (Church et Ryder, 1972). La durée de la phase paraglaciale serait d'autant plus longue que le bassin versant est grand : elle peut excéder plusieurs dizaines de milliers d'années (Figure 1.10 ; Church et Ryder, 1972; Ballantyne, 2002).

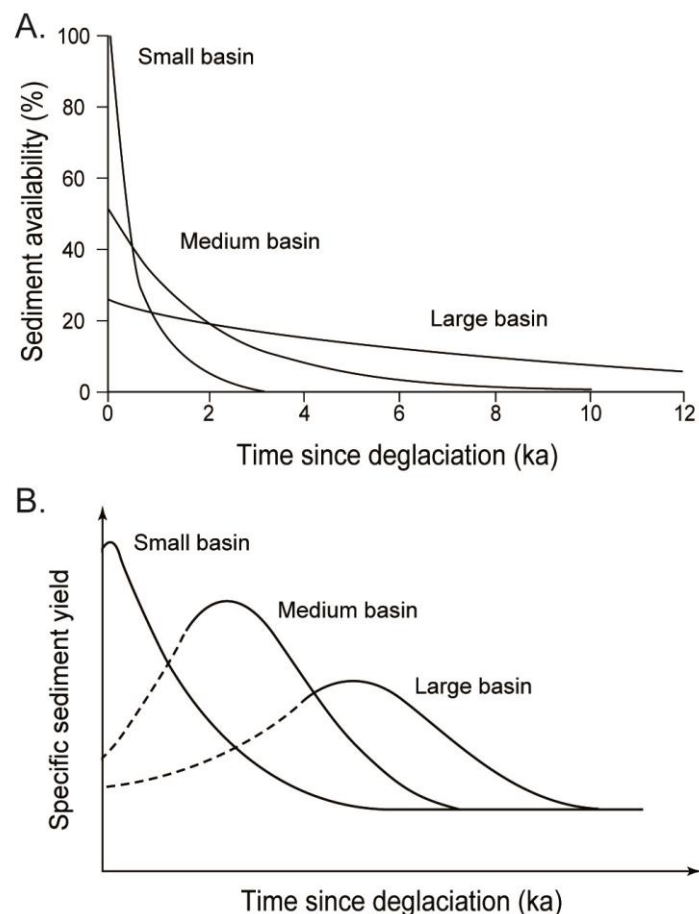


Figure 1.10 : Modèle d'évolution A. de la disponibilité en sédiments paraglaciers (D'après Ballantyne, 2002), et B. des flux sédimentaires dominés par le recyclage des sédiments paraglaciers (D'après Harbor et Warburton, 1993) en réponse à la déglaciation des bassins versants et selon la taille de l'aire de drainage.

L'impact d'une avancée des glaciers sur les flux sédimentaires est mal connu. Des mesures effectuées sur les quelques rares glaciers qui avancent aujourd'hui ont donné des taux d'érosion très élevés, supérieurs à 30 mm/an (Hallet et al., 1996). Par conséquent, il est probable que le taux d'érosion des glaciers lors de leur avancée dépasse la norme glaciaire, particulièrement si l'avancée intervient avant la fin de la phase paraglacière. Auquel cas, l'avancée des glaciers entraînerait une remobilisation rapide des sédiments paraglaciers (Ballantyne, 2002).

2.2.4. Anthropisation des bassins versants

L'anthropisation des bassins versants amplifie les flux sédimentaires par la déforestation et le développement de l'agriculture, qui accélèrent l'érosion des sols. La chenalisation des cours d'eau, par laquelle le lit se trouve isolé de la plaine d'inondation et de la plaine deltaïque, facilite également le transfert des sédiments en limitant le stockage temporaire. C'est dans les petits bassins versants que cet impact serait le plus conséquent (Syvitski et al., 2003). Par exemple, l'agriculture intensive sur un terrain facilement érodable dans le petit bassin versant de la rivière Lanyang à Taiwan serait à l'origine d'une augmentation des flux sédimentaires d'un facteur 3,5 par rapport à ce qu'ils étaient avant

anthropisation (Kao et Liu, 2002). L'agriculture et la déforestation exercent un impact sur l'érosion depuis plusieurs milliers d'années (5 à 3 ka) en Europe (Dotterweich, 2008; Davis et al., 2010; Arnaud et al., 2012) ou en Afrique (Bayon et al., 2012).

A l'inverse, la construction récente de barrages forment des réservoirs artificiels dans lesquels les sédiments se trouvent piégés, limitant considérablement les transferts sédimentaires vers l'aval. C'est le cas des barrages construits le long des fleuves comme le Nil, le Rhin ou encore le Mississippi dont la charge en suspension s'est réduite de 36% en un siècle (Meade et Moody, 2010). A l'échelle mondiale, des estimations montrent que l'ensemble des réservoirs artificiels diminuerait la quantité de sédiments arrivant à l'océan d'environ 30% (Vörösmart et al., 2003). Ce déficit serait une des causes principales de l'intensification de l'érosion des côtes (Frihy et al., 1998; McManus, 2002; Vörösmarty et al., 2003; Syvitski et al., 2005).

A l'échelle mondiale, le bilan de l'impact anthropique sur les flux sédimentaires est négatif, faisant apparaître une diminution d'environ 10 % par rapport aux flux pré-anthropiques (flux modélisés, d'après Syvitski et al., 2005). Toutefois, il existe une grande disparité en fonction des régions du monde : en Europe, en Afrique et en Amérique du nord, les fleuves transporteraient respectivement 26%, 39%, et 19% de sédiments en moins qu'avant anthropisation. Mais à l'inverse, en Indonésie et en Océanie, où peu de barrages ont été construits, les fleuves transporteraient respectivement 81% et 100% de sédiments en plus (Syvitski et al., 2005). Selon Syvitski et Milliman (2007), l'impact de l'activité humaine sur les systèmes sédimentaires peut être estimé sur la base du développement économique de la région.

C. La réactivité des systèmes sédimentaires à une perturbation climatique

1. Quantification de l'effet tampon de la zone de transfert (efficacité de transfert et temps de résidence de sédiments)

Le principe d'efficacité de transfert, introduit par Trimble (1977), représente le rapport entre la quantité de sédiments produite et la quantité de sédiments qui parvient à l'embouchure. A l'inverse, l'efficacité de piégeage correspond à la part de sédiments produits restant piégés au cours du transfert. Trimble (1981, 1999) et Phillips (1991) ont calculé que l'efficacité de transfert pour les rivières de la côte est-américaine est seulement de 5 à 10%. Cependant, dans certaines rivières en milieu aride, des taux de transfert supérieurs à 100% ont été observés (Clapp et al., 2000). C'est essentiellement dans la plaine d'inondation et la partie émergée du delta (plaine deltaïque) que sont piégés les sédiments. Par exemple, 40 à 80 % des sédiments transportés par le Gange et le Brahmapoutre sont piégés dans la plaine deltaïque (Kuehl et al., 1989).

Le temps de résidence des sédiments dans la zone de transfert représente la durée écoulée entre l'érosion d'une particule sédimentaire et son arrivée à l'embouchure. Il peut être très bref ($<10^2$ ans) dans les systèmes courts (Milliman et Syvitski, 1992; Covault et al., 2010, 2011, 2013) et aller jusqu'à plusieurs centaines de milliers d'années (10^5 ans) à plusieurs

millions d'années (10^6 ans) dans les grands systèmes fluviaux drainant de larges aires continentales (Métivier et Gaudemer, 1999; Clift et Gaedicke, 2002; Castelltort et Van Den Driessche, 2003). Ce temps de résidence est toutefois difficile à déterminer et son calcul dépend des outils utilisés. Selon un modèle de diffusion proposé par Castelltort et Van Den Driessche (2003), ce temps de résidence serait de l'ordre de 100 ka pour la plupart des grands fleuves tels que l'Amazone, l'Indus et le Gange-Brahmapoutre. En partant de l'utilisation des radionucléides cosmogéniques, Wittmann et al. (2009) estiment que celui de l'Amazone est supérieur à 10 ka. Alizai et al. (2011) estiment celui de l'Indus à moins de 20 ka à partir du traçage des sources sédimentaires par leurs empreintes pétrographiques. Plus récemment, la reconstitution des budgets sédimentaires menée par Hinderer (2012), et qui intègre une compilation de données issues de plusieurs outils, donne des temps de résidence bien plus courts, de 1 à 2 ka pour le Gange-Brahmapoutre et de 7 ka pour l'Amazone.

2. Temps de réponse des systèmes sédimentaire à une perturbation climatique

Lorsqu'intervient une perturbation climatique, chaque élément des systèmes sédimentaires répond avec une réactivité intrinsèque (glissement de terrain, formation de sols, lacs, transports fluviaux...). C'est l'intégration de ces réactions individuelles qui va déterminer le temps de réponse du système (*time lag*), qui peut être défini comme le temps nécessaire pour qu'un système passe d'un état d'équilibre à un autre. Si une perturbation intervient pendant une période donnée mais que le temps de réponse du système est plus long, la perturbation ne sera pas transmise par le système, ou seulement partiellement (Métivier et Gaudemer, 1999; Phillips, 2003; Meybeck et Vörösmarty, 2005; Allen, 2008a). C'est pourquoi il existe de grandes incertitudes quant à la capacité des systèmes sédimentaires à réagir aux changements climatiques rapides, particulièrement lorsqu'il s'agit de perturbations cycliques (Castelltort et Van Den Driessche, 2003). La zone en érosion est généralement considérée comme réactive (Tucker et Slingerland, 1997), aussi est-ce plutôt la réactivité de la zone de transfert qui va contraindre le temps de réponse global du système (Castelltort et Van Den Driessche, 2003; Jerolmack et Paola, 2010; Armitage et al., 2013).

Les systèmes réactifs (avec un temps de réponse court – *Reactive routing system*; Allen, 1997 ; Figure 1.11.b), sont caractérisés par une petite aire de drainage, un relief élevé, un fort gradient topographique, une importante variabilité du débit de la rivière (régime torrentiel, dû à une irrégularité des précipitations et à une pente importante), un plateau continental étroit, limitant notamment la taille de la zone d'embouchure (delta ou estuaire) et une tectonique active (Covault et al., 2013, Milliman et Syvitski, 1992). Les systèmes présentant de telles caractéristiques se retrouvent principalement sur les marges actives, notamment sur la marge californienne (Covault et al. 2010, 2011), dans l'ouest du Pacifique et le sud de l'Europe (Milliman et Syvitski, 1992). A l'inverse, les systèmes « tamponnés » (avec un temps de réaction long ; *Buffered routing system* ; Figure 1.11.a), sont caractérisés par une aire de drainage ayant un faible gradient topographique débouchant sur un plateau continental large, une plaine alluviale et un delta étendu. De telles caractéristiques se retrouvent dans les fleuves de plaine, mais sont observables aussi pour de nombreux grands fleuves prenant leur source en haute montagne, comme l'Amazone (Covault et al., 2013)

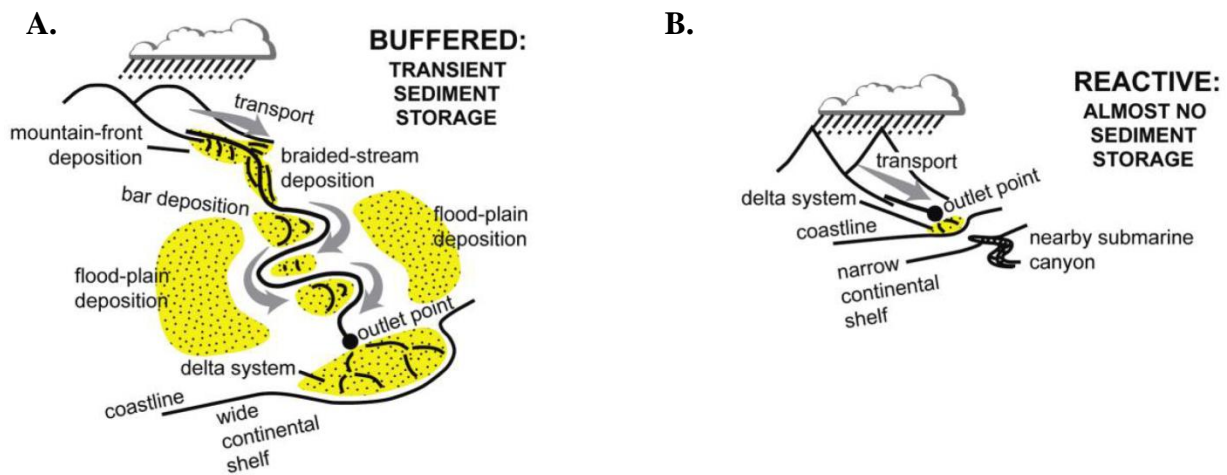


Figure 1.11 : Schéma illustrant les caractéristiques des systèmes sédimentaires, selon leur caractère tamponnés (« buffered » ; A.) ou réactif (« reactive » ; B.) face à une perturbation climatique. Les zones de stockage temporaire des sédiments dans la zone de transfert (représentées en jaune) sont plus importantes dans les systèmes tamponnés (D'après Covault et al., 2013)

3. Adaptation du système fluvial face aux perturbations climatiques et rétroactions sur les flux sédimentaires

Face à l'apparente non réactivité des flux sédimentaires aux perturbations climatiques depuis plusieurs millions d'années (derniers 2-3 Ma), Métivier et Gaudemer (1999) ont proposé que la plaine d'inondation s'ajustait au flux sédimentaire délivré par la zone source. Ainsi, lorsque les apports sédimentaires augmentent la plaine d'inondation stockerait les sédiments, et à l'inverse, quand les apports sédimentaires diminuent, la plaine d'inondation relâcherait les sédiments de manière à maintenir un flux constant à l'embouchure (c.f. Figure 1.2). Cette réaction permettrait donc d'expliquer l'état d'équilibre des flux sédimentaires observé par de nombreux auteurs à l'échelle des cycles climatiques de Milankovitch (10^4 à 10^5 ans ; Métivier et Gaudemer, 1999; Clapp et al., 2000; Phillips, 2003; Bierman et al., 2005; Phillips et Slattery, 2006; Wittmann et al., 2011). D'autres auteurs mettent également en avant le rôle des terrasses fluviales en altitude pour des échelles de temps plus courtes (10^3 ans ; Clif et Giosan, 2014).

Récemment, des simulations numériques ont mis en évidence que la réaction des systèmes fluviaux pouvaient être différente en fonction du type de perturbation (modification du flux d'eau ou de l'érosion/surrection), notamment en raison de l'adaptation de la pente des rivières aux changements de concentration en sédiment (Simpson et Castellort, 2012; Armitage et al., 2013; Coulthard et Van de Wiel, 2013). Ces modèles suggèrent que le signal d'une perturbation du flux d'eau sera fidèlement transformée en flux sédimentaire et transmise par le système fluvial, voire même amplifiée lorsque la zone de transfert est courte (< 300 km ; Figure 1.12.b). Ce mécanisme permettrait d'expliquer les changements rapides des flux sédimentaires de certains fleuves face aux variations climatiques de l'Holocène (e.g. Clift et al., 2008, pour l'Indus; Covault et al., 2010, pour le fleuve Santa Ana en Californie). En revanche, les variations cycliques du flux de sédiment pur, c'est-à-dire des modifications dans

la concentration en sédiment sans modifications du flux d'eau associé (changements dans le taux d'érosion ou de surrection), ne seraient pas transmises par le réseau fluvial mais tamponnées (Figure 1.12.a). Par ailleurs, cet effet tampon concernerait aussi les systèmes les plus courts (Coulthard et Van de Wiel, 2013).

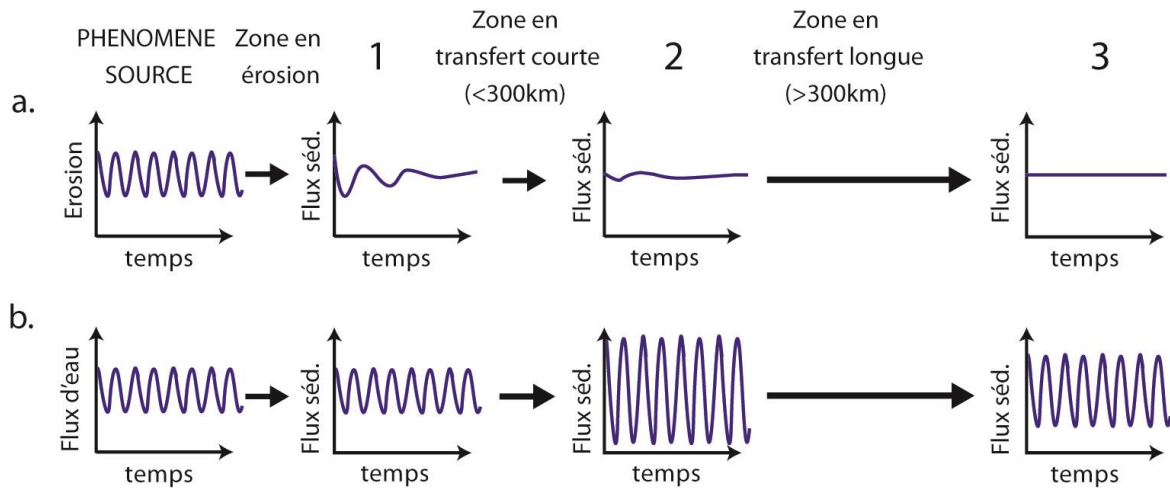


Figure 1.12 : Transmission des perturbations cyclique du flux de sédiment (a.) et du flux d'eau (b.) à travers les systèmes sédimentaires. Les variations rapides ($<50ka$) dans les taux d'érosion ou de surrection seront rapidement tamponnées par le système fluvial (a.). Les variations dans le flux d'eau (b.) seront transformées en variation du flux sédimentaire dans la zone source puis amplifiée par la zone de transfert, l'amplification diminuant avec la longueur de la zone de transfert (D'après Castelltort et al., 2012, basé sur l'étude de Simpson et Castelltort, 2012).

D. L'étude des transferts sédimentaires, méthodes, archives et datation

Il existent un grand nombre de méthodes qui permettent, à des échelles spatiales et temporelles variées d'estimer ou simplement d'apporter des contraintes sur : (1) la quantité de sédiment transportée par les rivières (mesure directe de la charge sédimentaire, e.g. Milliman et Syvitski, 1992 ; indice du flux terrigène, e.g. Arnaud et al., 2012), (2) le volume de sédiment érodé (estimation des taux d'érosion par les radionucléides cosmogéniques (^{10}Be , ^{36}Al), e.g. von Blanckenburg, 2005, ou par la thermochronologie, e.g. Clift et al., 2004 ; estimation des taux d'érosion des sols par les radionucléides à courte demi-vie (^{137}Cs , ^{210}Pb), e.g. Su et al., 2002) ou (3) l'accumulation des sédiments, que ce soit dans la zone de transfert (remplissage de réservoir artificiel, des lacs, des vallées, phases d'incision/aggradation des rivières...), ou dans la zone de dépôt (progradation du delta, accumulation sur le plateau et dans l'éventail turbiditique). (voir Hinderer, 2012, pour une synthèse)

1. Estimation des flux sédimentaires actuels

La charge sédimentaire (kg/s) d'un fleuve est estimée à partir des mesures de débits (m^3/s) et de concentration sédimentaire (kg/m^3). Les mesures instantanées répétées de ces deux paramètres permettent d'établir des équations reliant la concentration et le débit (Leopold et Maddock, 1953). Ainsi, la charge sédimentaire peut être estimée à partir des seules mesures de débit, plus faciles à mesurer (à partir des hauteurs d'eau par exemple). Les flux sédimentaires d'un fleuve peuvent être estimés par intégration des mesures (ou estimations) de sa charge

sédimentaire. Cette approche présente toutefois quelques incertitudes (1) la prise en compte des évènements exceptionnels, de haute magnitude (Covault et al., 2013; Davies et Korup, 2010), (2) la mesure dans laquelle les flux mesurés à proximité de l'embouchure représentent ce qui effectivement s'échappe du continent, particulièrement lorsque les mesures sont faites en amont d'un estuaire ou d'un delta (Milliman et Syvitski, 1992). Par exemple, du fait qu'une grande proportion des sédiments transportés par le Gange et le Brahmapoutre restant piégée dans la partie subaérienne du delta, l'accumulation des sédiments au front du delta et sur le plateau n'est pas à la hauteur des flux sédimentaires mesurés en amont du delta (Kuehl et al., 1989 ; Alam et al., 2003).

2. Les archives marines

L'accumulation des sédiments en mer, dans le delta, sur le plateau continental et dans l'éventail turbiditique constituent des archives des flux sédimentaires passés et de leur évolution au cours du temps. Toutefois, le lieu d'accumulation des sédiments dans le domaine marin peut migrer au cours du temps notamment en raison des variations du niveau marin relatif. Ainsi, à des échelles de temps supérieures à celles des variations du niveau marin, il est rare d'avoir un enregistrement continu en un point donné (ex : carotte sédimentaire) surtout dans le cas où le plateau continental est large. Le signal stratigraphique (taux de sédimentation, indices d'apports terrigènes) enregistré dans les carottes sédimentaires peut refléter ces phases de connexion-déconnexion plutôt que les variations des flux sédimentaires. De plus, le milieu marin peut altérer le signal stratigraphique (courants marins, effet de dilution par la production primaire) et en compliquer l'interprétation (e.g. Hoogakker et al., 2004).

L'étude stratigraphique à l'échelle des bassins sédimentaires et l'estimation des volumes sédimentaires stockés dans chacun des environnements de dépôt reste la meilleure approche pour estimer les flux sédimentaires passés (Hinderer, 2012). Elle nécessite toutefois un grand nombre de données (datations, forages, données sismiques et acoustiques...) et ne permettent pas de reconstituer les flux sédimentaires à haute résolution temporelle (< 10ka).

3. Les archives continentales

Dans le domaine continental, les lacs fournissent des environnements particulièrement propices pour l'estimation des volumes sédimentaires, et plus particulièrement les lacs d'altitude à dominante clastique (Einsele et Hinderer, 1998; Hinderer, 2001; Hinderer et Einsele 2001; Hinderer, 2012) puisqu'ils piègent une grande partie des apports sédimentaires entrant, ou leur intégralité lorsqu'il s'agit de systèmes endoréiques (bassins intracontinentaux ex : la mer Caspienne ou le lac Tchad ; Einsele, 2000). Les lacs peuvent également fournir des enregistrements à haute résolution des modifications dans les sources sédimentaires (Revel-Rolland et al., 2005) ou encore de la fréquence de crues (Wilhelm et al., 2012a, 2012b). Cependant, la sédimentation lacustre peut suivre un schéma différent de celui qui prévaut en mer au même moment (Leeder et al., 1998). De plus, les lacs d'altitude ont souvent été formés par la fonte des glaciers et ne permettent donc pas d'accéder aux conditions qui prévalaient avant la déglaciation (Hinderer, 2001). L'étude des terrasses alluviales et des taux d'incision

des rivières permettent d'appréhender l'évolution de la relation débit/charge sédimentaire (illustrée dans la Figure 1.2 ; e.g. Macklin et al., 2012)

Généralement situées dans la partie amont des systèmes sédimentaires, à proximité des sources, les archives continentales permettent d'enregistrer des variations rapides de l'érosion (Coulthard et al., 2005, 2013, Fuller et al., 1998; Macklin et al., 2008, 2012). Toutefois, ces archives n'offrent qu'une vision partielle des transferts sédimentaires et ne rendent pas forcément compte des transferts de sédiments à l'échelle de la totalité du système. Ainsi, leur étude ne permet pas de lever les incertitudes concernant la capacité des systèmes fluviaux à transmettre des perturbations rapides de l'érosion.

4. Datation des archives sédimentaires.

La production primaire, dans les lacs ou en mer, apporte du matériel sédimentaire qui peut être facilement daté (datations radiocarbone, stratigraphie isotopique), mais la production primaire peut aussi avoir un effet de dilution de la fraction terrigène et doit alors être faible pour que les calculs de volumes et de taux de sédimentation reflètent le plus fidèlement possible les flux terrigènes. Dans les séries purement clastiques, le matériel permettant d'obtenir une datation à partir des techniques d'analyse classique (par exemple grâce aux radio-isotopes) est rare (Hiderer, 2012). Toutefois, d'autres méthodes de datation applicables à de tels environnements (datation par luminescence TL, OSL ; Wallinga, 2002; Fuchs et Owen, 2008; ou par les radionucléides cosmogéniques ; Granger et Muzikar, 2001) peuvent être employées, mais ces méthodes ne fournissent pas toujours des âges précis (précision parfois > 1 000 ans).

En raison de la difficulté à obtenir un cadre chronologique à haute résolution, il est probable que de nombreux enregistrements qui reflètent les flux sédimentaires moyennés sur de longues périodes, ne soient pas adaptés à l'échelle des fluctuations effectives des flux sédimentaires (e.g. Métivier et Gaudemer, 1999; Wittmann et al., 2011). Ainsi, la non-réaction des flux sédimentaires aux changements climatiques observée dans ces enregistrements pourrait être causée par leur incapacité à rendre compte des fluctuations des flux sédimentaires à l'échelle des cycles de Milankovitch (Simpson et Castellort, 2012).

E. Conclusions

A partir de la synthèse établie dans ce chapitre, il paraît important de souligner les points essentiels sur lesquels nous reviendrons au long de ce manuscrit afin de replacer les résultats de cette thèse dans le contexte des connaissances actuelles sur les transferts sédimentaires.

Il existe encore de nombreuses incertitudes quant à l'impact du climat sur l'érosion et les transferts sédimentaires, surtout concernant les rétroactions qu'ils entraînent (saisonnalité, événements extrêmes, régime hydrologique, processus périglaciaires...). Ces rétroactions sont difficilement quantifiables et de fait difficiles à prendre en compte dans les modèles établis empiriquement à partir de données à l'échelle mondiale (Syvitsky et al., 2003; Syvitski et Milliman, 2007). Les variations climatiques semblent affecter les apports sédimentaires de

façon complexe, sans qu'aucune relation simple ne puisse être esquissée (Walling et Webb, 1983; Syvitski et al., 2003), au point que pour un même forçage appliqué à deux systèmes sédimentaires différents, leurs réponses en matière de flux sédimentaires pourront donner des résultats opposés (Milliman et Syvitski, 1992; Mulder et Syvitski, 1996; Coulthard et al., 2005). L'impact de la pluviométrie en est un parfait exemple : alors que certains auteurs suggèrent que le transfert des sédiments augmente lorsque les précipitations diminuent (e.g. Molnar, 2001), d'autres, dans la même circonstance, proposent au contraire une baisse des transferts sédimentaires (Clift, 2006; Clift et al., 2008). Aussi, certains auteurs admettent-ils une grande part d'imprédictibilité des systèmes sédimentaires face au changement climatique (De Vente et al., 2007; Van De Wiel et al., 2010). Il apparaît donc impératif, pour en affiner les connaissances, d'appréhender la relation climat-érosion/transfert en s'attachant plutôt à l'étude des enregistrements sédimentaires. Si cette relation est bien souvent abordée par l'étude de données actuelles (e.g. Walling et Webb 1983, 1996) ou par modélisation (e.g. Coulthard et al., 2005; Kettner et Syvitski, 2008a, 2009), c'est parce qu'il est assez difficile de trouver des archives des flux sédimentaires qui permettent un niveau de détail comparable à celui rendu possible ces approches. Pourtant, près de 90% des apports sédimentaires entrant dans l'océan sont fournis par les rivières (Hay, 1998; Syvitski et al., 2003).

Plusieurs problèmes subsistent quant à l'étude des archives des flux sédimentaires :

(1) Tout d'abord, se pose la question de la continuité temporelle des enregistrements sédimentaires ; car les zones de dépôts peuvent migrer au cours du temps, et par conséquent, une diminution des apports en un point du système sédimentaire peut être due au seul fait que les sédiments se déposent ailleurs, plutôt que de refléter une baisse réelle des flux sédimentaires (Hinderer, 2012). Dans le domaine océanique, cette migration est souvent liée aux fluctuations du niveau marin (Cross et Lessenger, 1998) or celles-ci sont généralement synchrones aux variations climatiques (Lambeck et Chappell, 2001); aussi, l'effet de ces variations climatiques sur les flux sédimentaires s'avère-t-elle difficilement décelable dans les enregistrements sédimentaires marins. Toutefois, en présence d'un plateau continental étroit, l'influence des fluctuations du niveau marin sur les dépôts sédimentaires dans les bassins océaniques profonds (cônes sous-marins profonds) se trouve limitée, lesquels peuvent ainsi constituer de précieuses archives pour l'étude des transferts sédimentaires (e.g. Covault et al., 2010, 2011 pour la marge californienne ; Nakajima et Itaki, 2007 pour la marge japonaise ; Savoye et al., 1993 pour le système sédimentaire du Var).

(2) La résolution temporelle est-elle suffisamment fine pour observer les variations qui contrôlent effectivement les flux sédimentaires ? Cette question est fondamentale, car pour tenter d'identifier l'impact des variations climatiques sur les flux sédimentaires, il faut pouvoir s'adapter à l'échelle même de ces variations (Simpson et Castelltort, 2012) qui peuvent, elles, être plus rapides que les cyclicités climatiques de Milankovitch (e.g. cycles de Dansgaard-Oeschger) ; or ce n'est pas toujours le cas (e.g. Métivier et Gaudemer, 1999).

(3) Quel signal est enregistré, et que représente-t-il ? Il existe de nombreux lieux où les sédiments peuvent être stockés ; mais étudiés séparément les uns des autres, ces zones de dépôts n'offrent qu'une vision partielle de l'évolution des flux sédimentaires à l'échelle du

système entier (Macklin et al., 2012; Hinderer, 2012). Grâce à l'étude d'archives continentales (ex : sédiments lacustres, terrasses fluviales), il a été démontré que l'érosion peut répondre rapidement aux variations climatiques (e.g. Brauer et al., 1999; Hinderer, 2001; Macklin et al., 2012), mais en raison du temps de transfert et de l'effet tampon des systèmes fluviaux, il peut y avoir un décalage entre l'évolution de l'érosion observée dans les enregistrements continentaux, et la réponse des flux sédimentaires enregistrée dans la sédimentation marine, ces derniers pouvant même suivre des schémas très différents (Leeder et al., 1998; Simpson et Castelltort, 2012). Ainsi, seule l'analyse détaillée des dépôts sédimentaires marins peut permettre d'affirmer si les perturbations de l'érosion induites par des changements climatiques rapides sont transmises ou non à l'océan.

Il résulte de l'ensemble de ces questions que les systèmes sédimentaires dits « réactifs » constituent des environnements privilégiés pour évaluer l'impact des forçages climatiques rapides sur l'érosion et les transferts sédimentaires à partir des enregistrements sédimentaires marins (Milliman et Syvitski, 1992; Allen, 1997; Covault et al., 2010, 2013). Dans ces systèmes, il apparaît notamment que : (1) grâce aux crues périodiques (induisant une grande capacité de transport) et en raison des pentes abruptes, ils peuvent répondre rapidement aux perturbations qui ont lieu dans la zone source, (2) le stockage temporaire des sédiments dans la zone de transfert et au niveau de l'embouchure est limité, et par conséquent, un pourcentage important de la charge sédimentaire du fleuve est susceptible d'être directement exportée en mer, (3) avec un plateau continental étroit, les sédiments sont rapidement exportés dans le bassin profond aussi bien lors des périodes de haut niveau que de bas niveau marin. Nous verrons dans le chapitre suivant que le système sédimentaire du Var présente également ces caractéristiques.

Chapitre 2 : Le système sédimentaire du Var

A. Contexte régional

Le système sédimentaire du Var (Méditerranée occidentale) s'étend depuis le sud des Alpes Françaises jusqu'au pied de la pente Corse en mer Ligure. Il est constitué des bassins versants du fleuve Var, et de deux petits fleuves côtiers : le Loup et le Paillon qui alimentent le système turbiditique du Var. Le bassin versant du Var est situé entre les deux grands bassins du Pô, à l'Est et du Rhône, à l'Ouest. A eux trois, ces fleuves drainent la totalité des Alpes occidentales (Figure 2.1). La région est caractérisée par une activité sismique modérée. La marge Nord de la mer Ligure est une marge passive atypique, avec un plateau continental extrêmement étroit (2-3km maximum) et une pente continentale abrupte (6 à 15°, Cochonat et al., 1993). La morphologie de cette marge est héritée de deux événements : l'ouverture du bassin liguro-provençal à l'Oligocène-Miocène et la crise de salinité messinienne pendant laquelle une baisse importante du niveau marin (>1000m) a conduit à l'érosion de la marge, une forte incision des réseaux fluviaux à terre et au dépôt d'une épaisse série évaporitique dans le bassin méditerranéen (Clauzon, 1978; Ryan et Cita, 1978; Savoye et Piper, 1991). La mise en place du système turbiditique du Var a débuté après la transgression pliocène et le comblement de la ria messinienne (Savoye et al., 1993). Depuis le Pliocène supérieur, l'évolution du système a été marquée par la mise en place successive de plusieurs systèmes « chenaux-levées ». Les premiers systèmes comportaient deux chenaux orientés N-S et NW-SE bordés de levées hautes d'environ 150 m. Par la suite, les systèmes successifs comportaient un chenal unique orienté NW-SE, lequel a progressivement migré vers le NE, pour donner la configuration actuelle présentant un chenal orienté W-E. Cette étape marque la mise en place de la ride sédimentaire du Var sur le flanc sud du chenal (Savoye et al., 1993).

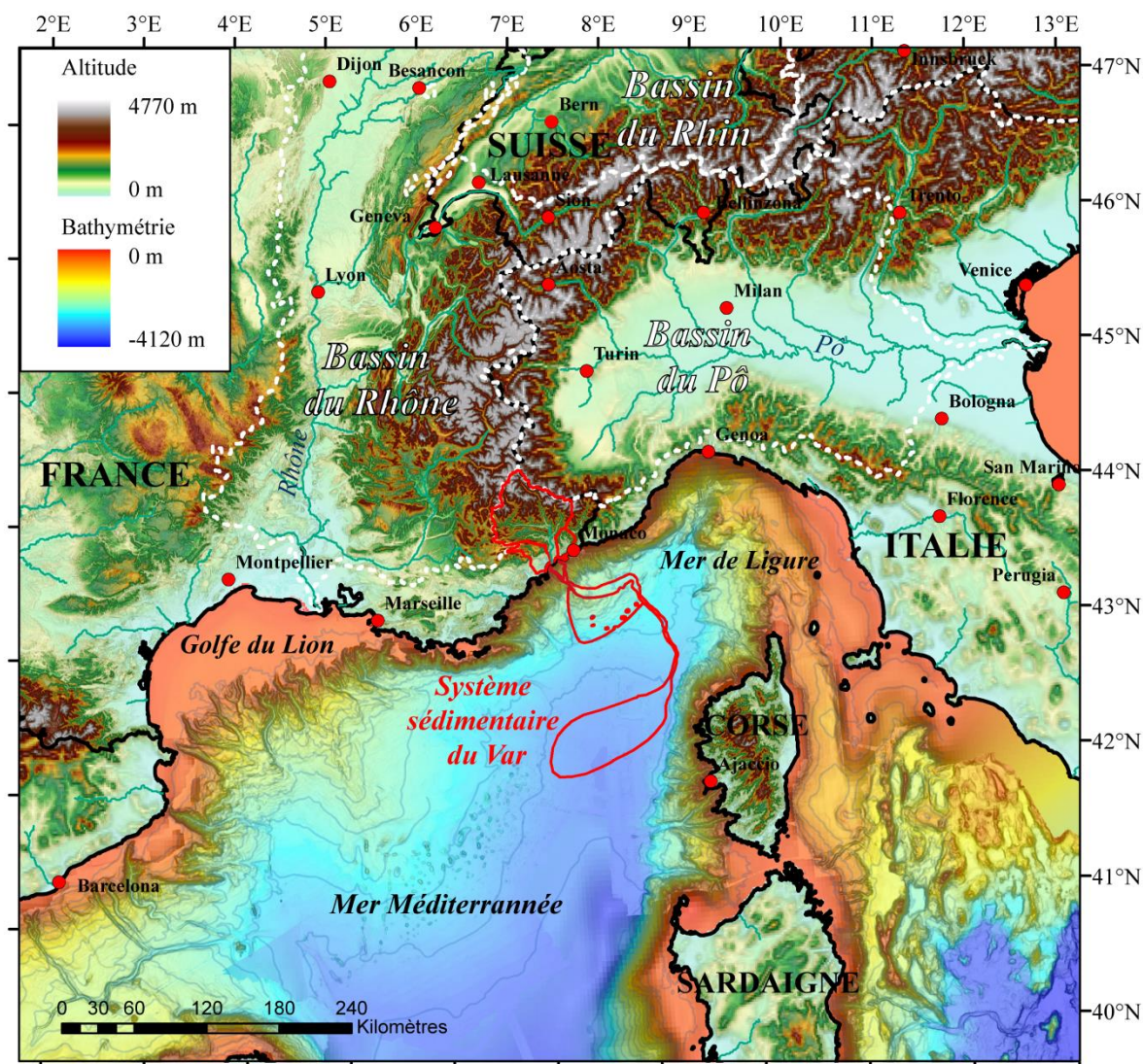


Figure 2.1 : Contexte régional du système sédimentaire du Var.

B. Le fleuve Var

1. Le bassin versant du Var

Le bassin versant du Var (S-E de la France) couvre une superficie de 2 820 km². Le Var accuse un dénivelé de 3 000 m sur une distance d'une centaine de kilomètres. La pente moyenne du bassin versant est très importante : 23°. Le paysage du bassin versant est caractérisé par des vallées encaissées formant localement des gorges (gorges du Cian, gorges de la Vesubie, gorges de la Mescla (Tinée), gorges de Daluis (Var) ; Figure 2.2.a). Les versants sont affectés par des mouvements de masse : solifluxions de versants marneux, éboulis rocheux et cône d'éboulis fréquents dans les vallées profondes et les gorges (Julian, 1980 ; Figure 2.2.f). Des glissements de terrains de grande ampleur apparaissent sur les versants des massifs présentant des zones de faiblesses structurales héritées des contraintes tectoniques régionales et réactivées suite à la succession d'épisodes de glaciations-déglaciations (visibles par exemple sur le versant nord de la vallée de la Tinée ; Figure 2.2.e ; Julian, 1977 ; Bigot-Cormier et al., 2005). L'action du ruissellement et de l'érosion torrentielle

(ravines et cônes, décapage et colluvionnement, badlands) est très présente à travers tout le bassin versant (Julian, 1980 ; Figure 2.2.b, .c, .d, .l, .m). Les lits fluviaux montrent la même empreinte torrentielle, ils alternent entre des sections en gorges rocheuses et des sections élargies à chenaux en tresse (Figure 2.2.i, .g). Les hauts reliefs (> 2200 m) sont marqués par un modelé glaciaire : ils se caractérisent par de nombreux cirques glaciaires (Figure 2.2.k) de tailles variables et par des glaciers rocheux dont certains sont encore actifs (Figure 2.2.h). En revanche, les dépôts morainiques y sont assez mal conservés sauf dans la haute vallée de la Tinée (Julian, 1977). Ces structures sont typiques des bassins montagneux et des bassins glaciaires (e.g. Brardinoni et al., 2009; Davies et Korup, 2010; Rosser, 2010).

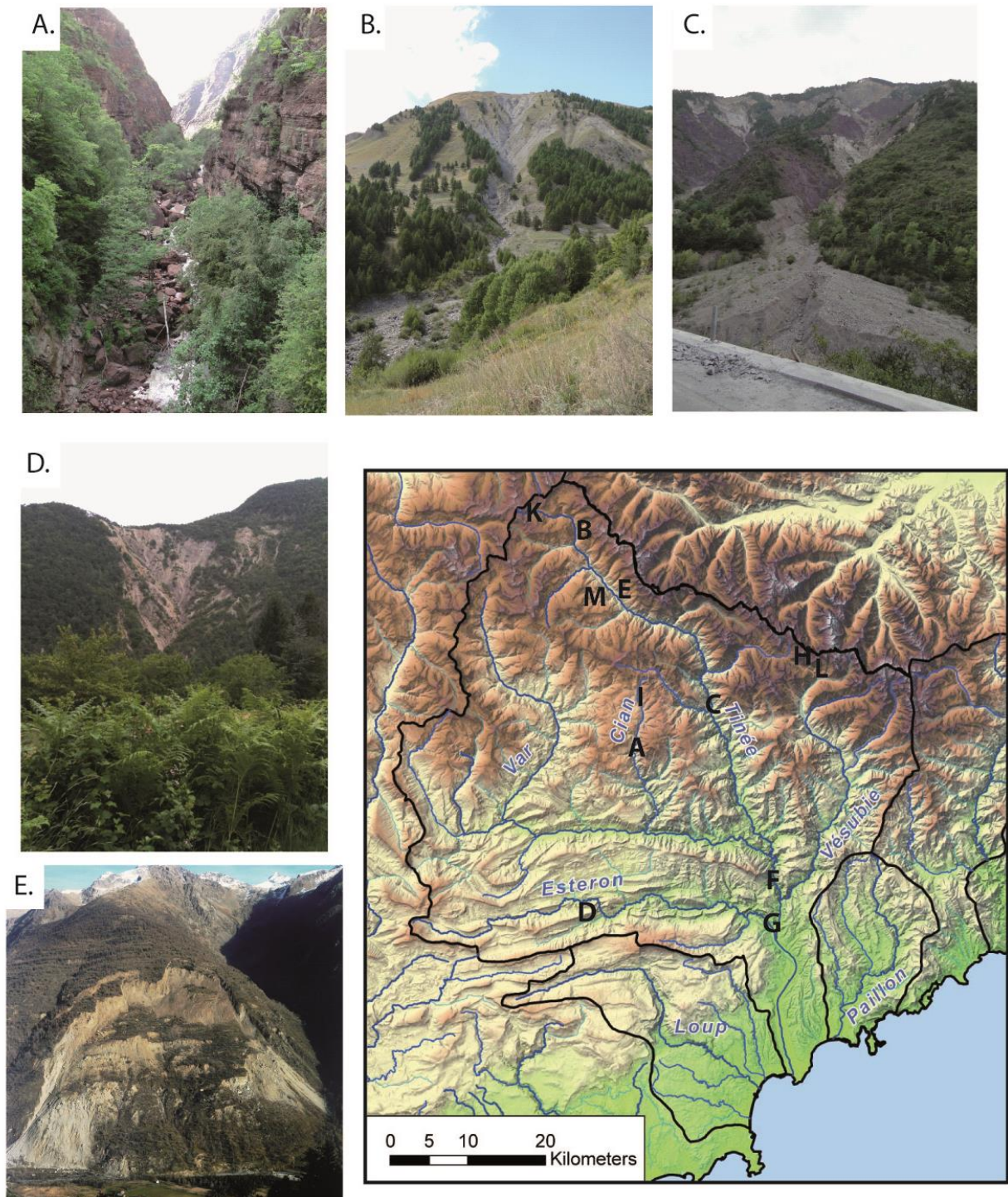


Figure 2.2: A. gorges du Cian ; B., C., D., ravines observées à divers endroits du bassin versant ; E. glissement de terrain de la Clapière, le plus grand d'Europe (1 km de large, 60 millions de m³ ; Follacci, 2000) ; F., cônes d'éboulis ; G. basse vallée du Var vue depuis la confluence du Var et de l'Esteron. H., glacier rocheux actif qui recouvre progressivement la végétation ; I. dépôt torrentiels dans le lit du Cian ; J. basse vallée et delta du Var (source : huffingtonpost) ; K. cirque glaciaire, haute vallée de la Tinée (cime de la Bonnette ; 2800m) ; L et M., flanc de vallée entaillé par de nombreuses ravines formant un paysage de badlands.

F.



G.



H.



I.



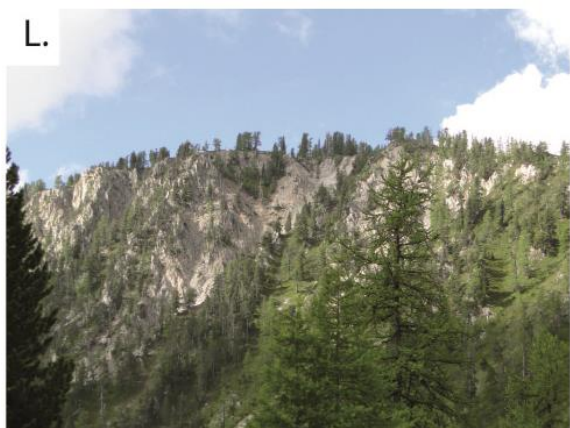
J.



K.



L.



M.



La lithologie de l'aire de drainage est caractérisée (Figure 2.3) :

- dans sa partie orientale, par les Massifs Cristallins Externes paléozoïques (hercynien), constituant le massif du Mercantour). Ils peuvent être eux-mêmes subdivisés en trois unités lithologiques : le complexe métamorphique oriental, le complexe métamorphique de la Tinée, l'un et l'autre composés principalement de gneiss et de migmatite, et le granite de l'Argentera (granite d'anatexie) daté entre 285 et 293 Ma (Ferrara et Malaroda, 1969) ;
- par des séries permienes, composées de pélites schisteuses et de grès qui se trouvent localement en inconformité sur la bordure des Massifs Cristallins Externes, ainsi qu'au centre du bassin versant où leur épaisseur dépasse 900 m dans le dôme de Barrot qui est traversé par les gorges du Cian (Figure 2.2.a) ;
- par des séries sédimentaires marno-calcaires mésozoïques, qui couvrent la majeure partie du bassin versant ;
- par des formations sédimentaires cénozoïques marno-calcaires et gréseuses (Grès d'Annot), qui recouvrent localement les formations mésozoïques ;
- par des dépôts plio-quadernaires dans la basse vallée du Var correspondant au remplissage de la ria messinienne au Pliocène (niveau marin : + 80 m ; Savoye et Piper, 1991) et aux dépôts fluviaux quadernaires.

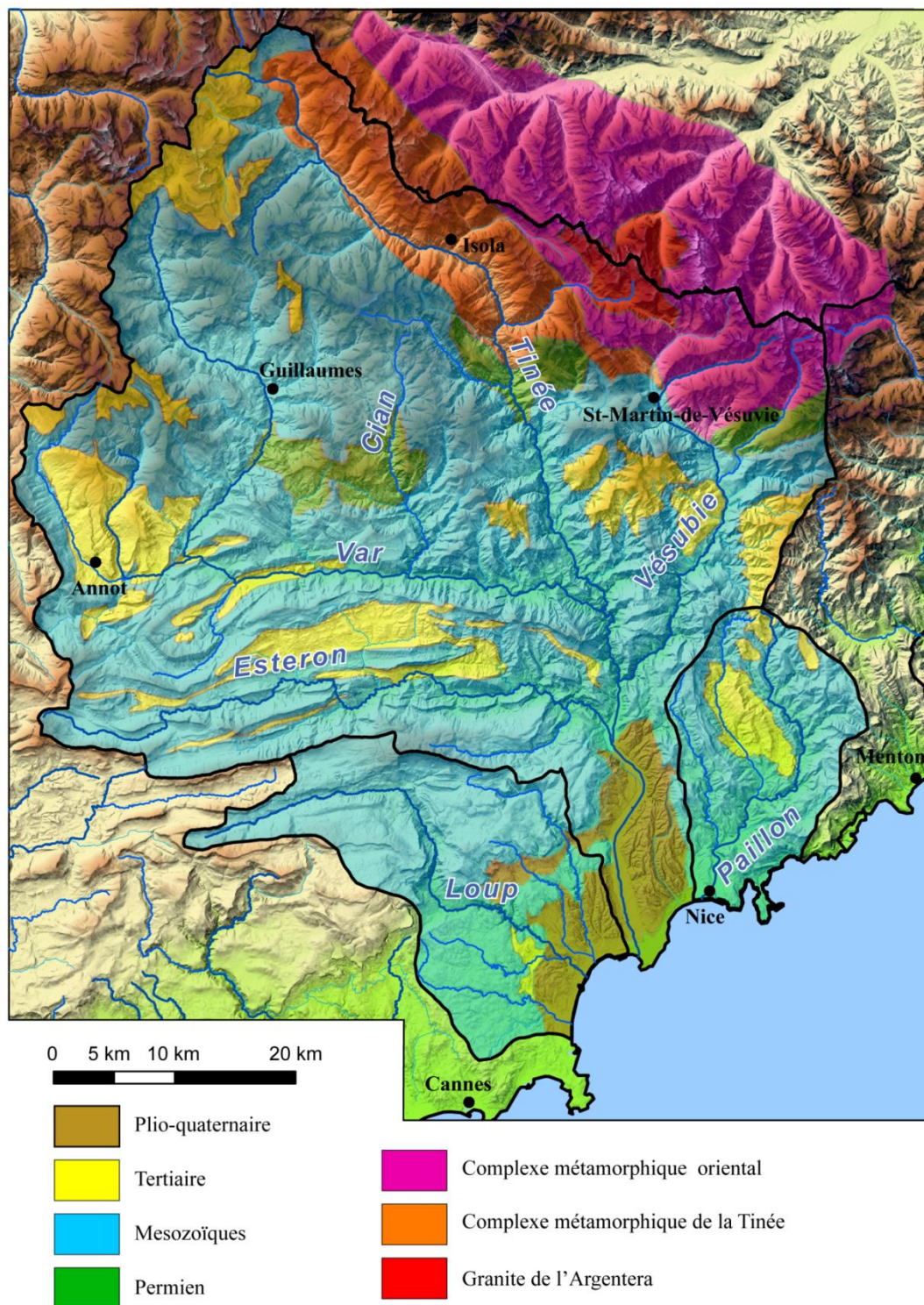


Figure 2.3 : Carte géologique du bassin versant du Var, du Loup et du Paillon (d'après les cartes géologiques au 1:250 000 (BRGM) de Nice et de Gap ; Rouire et al., 1980; Kerckhove et al., 1979)

2. Hydrologie du fleuve Var

Le Var possède quatre affluents majeurs que sont la Tinée, la Vésubie, l'Esteron et le Cian. Le Var est soumis à un régime hydrologique pluvio-nival. Il est sujet à des crues saisonnières (Figure 2.4), au printemps (d'avril à juin) lors de la fonte des neiges, et en

automne (d'octobre à novembre) lorsque la région est soumise à de fortes précipitations (jusqu'à 250 mm en quelques heures) pouvant provoquer des crues éclair (Figure 2.5). Cette réponse rapide du débit à la pluviométrie est due à la nature escarpée du bassin versant du Var, et au motif dendritique que dessine le réseau hydrographique, caractérisée par un rétrécissement marqué dans les 30 derniers kilomètres de la basse vallée jusqu'à la mer (Figure 2.3). Les périodes où le débit est faible (étiage) sont liées au stockage des précipitations neigeuses sur les reliefs en hiver (de décembre à mars) et aux faibles précipitations en été (de juin à septembre ; Figure 2.4; Figure 2.5).

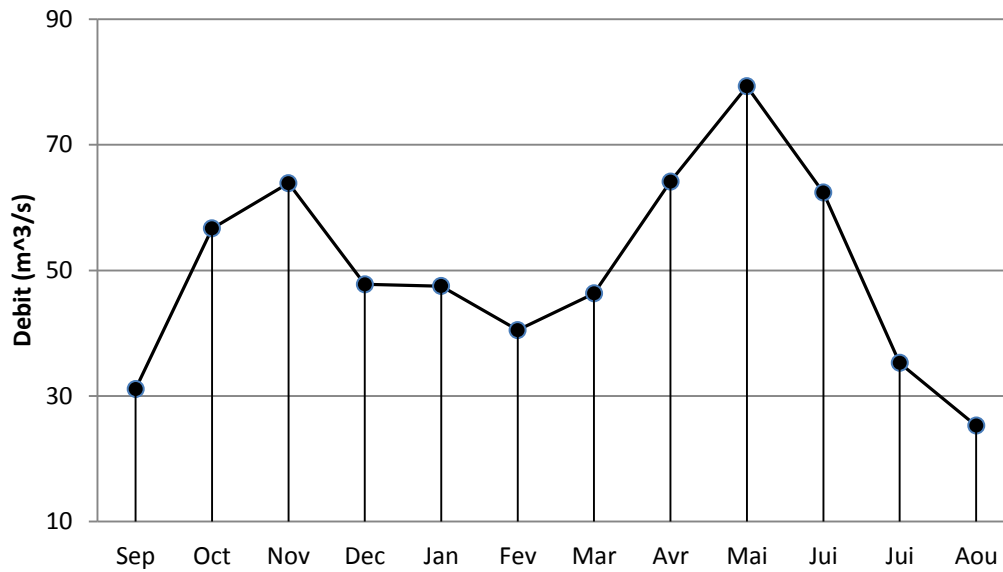


Figure 2.4: Débits mensuels du Var (moyenne sur 20 ans ; 1994-2014) mesurés à Nice, (station pont Napoléon III). Les périodes de crue ont lieu au printemps (fonte des neiges) et à l'automne (période des pluies). (données banque HYDRO, eaufrance, produites par la DREAL PACA)

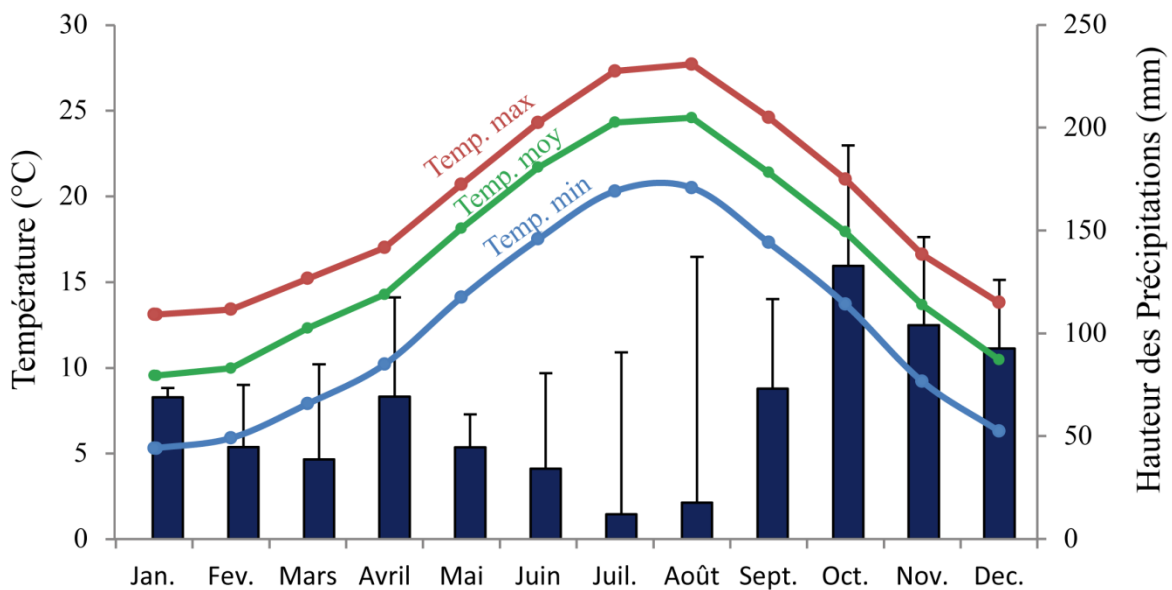


Figure 2.5: Moyennes mensuelles de température (minimale, moyenne et maximale) et de la hauteur des précipitations et (avec record observé pour chaque mois) à la station de Nice (données MétéoFrance)

Le débit annuel moyen du Var est de $50 \text{ m}^3/\text{s}$ (Mulder et al., 1997a, 1998 ; Anthony, 2007) pouvant être multiplié par 10 pendant les crues annuelles (Anthony, 2007). Lors de crues d'ampleur exceptionnelle, le débit est estimé à $2\,000 \text{ m}^3/\text{s}$ pour les crues décennales et $3\,200 \text{ m}^3/\text{s}$ pour les crues centennales (Mulder et al., 1997a, 1998). La moyenne annuelle de la concentration en sédiment du Var, elle se situerait entre $0,68$ et $0,83 \text{ kg}/\text{m}^3$ (Mulder et al., 1997a, 1998). Elle serait d'environ $14 \text{ kg}/\text{m}^3$ pour les crues annuelles et de $90 \text{ kg}/\text{m}^3$ pour les crues décennales (Mulder et al., 1997a, 1998). L'essentiel des apports sédimentaires à l'embouchure a lieu pendant les crues. Le flux annuel de sédiments transportés en suspension est estimé entre $1,32 \cdot 10^6$ et $1,63 \cdot 10^6$ tonnes (Mulder et al., 1997a, 1998) soit un flux spécifique de 470 à $570 \text{ t}/\text{km}^2/\text{an}$, mais ce flux peut être largement supérieur pour les années de crues exceptionnelles. En novembre 1994, le Var a connu une crue de très grande ampleur, avec un débit qui a atteint $4\,000 \text{ m}^3/\text{s}$ et une charge sédimentaire associée de $240 \text{ kg}/\text{m}^3$. Ainsi en l'espace de 24 heures, $18 \cdot 10^6 \text{ t}$ de sédiments ont été exportés en mer, soit 11 à 14 fois le flux annuel moyen (Mulder et al., 1997a, 1998).

3. La basse vallée du Var

En aval, le Var forme une vallée étroite (environ 1 km) longue d'une vingtaine de km. De part et d'autre, le relief atteint rapidement 100 à 200 m d'altitude (Anthony et Julian, 1999). Depuis la fin du 18^{ème} siècle, la basse vallée du Var a subi de nombreux aménagements (endiguements, barrages de rétention d'eau et de galets). Avant son endiguement, le Var formait un large réseau en tresse (lit anastomosé), son lit d'écoulement allait d'un coteau à l'autre (Figure 2.6). La taille de l'embouchure a aussi été considérablement réduite notamment pour permettre la construction de l'aéroport de Nice. La superficie de la basse vallée du Var est d'environ 25 km^2 soit moins de 1% de l'aire de drainage.

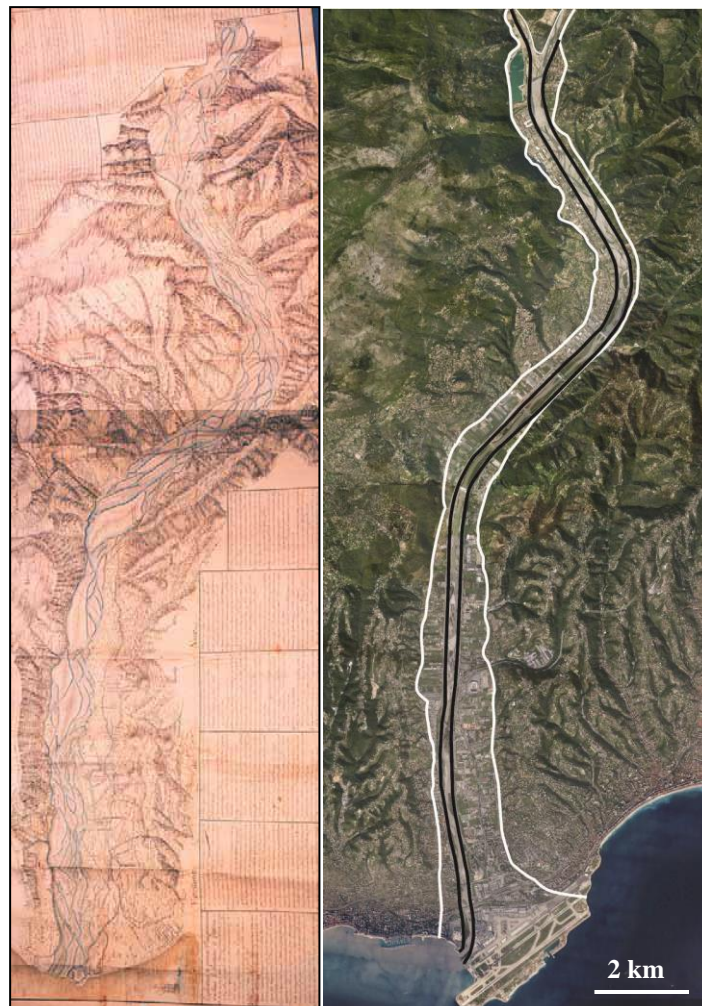


Figure 2.6 : Carte de la basse vallée du Var. Au 18^{ème} siècle (à gauche ; archives départementales des Alpes maritimes) le lit du Var allait d'un coteau à l'autre. Aujourd'hui, (à droite ; image Google Earth) le Var est endigué (lit actuel, en noir ; lit naturel, en blanc)

4. Edification du delta de haut niveau marin

Le delta du Var, dans sa configuration actuelle, couvre une superficie d'environ 5 km², pour une épaisseur maximale de sédiment de 100 m au niveau de l'aéroport de Nice. Le delta du Var repose sur une surface d'incision correspondant au maximum régressif (-110 m ; autour de 18 000 ans BP³ => 26-19.5 cal ka), à cette période un petit appareil détritique progradant s'édifie sur le rebord externe du plateau (Figure 2.7 ; Dubar, 2003). Cette unité est abandonnée à partir de 12 600 ans BP³ (Dubar, 2003), c'est-à-dire au début du Bolling-Allerod, alors que le niveau marin démarre sa remontée rapide (environ 0,9 cm/an, d'après Clark et al., 2009). Débutent alors les dépôts de rétrogradation qui accompagnent la remontée du niveau marin. Le trait de côte migre rapidement vers l'intérieur des terres, transformant la basse vallée du Var en une petite ria. Le matériel grossier restant piégé en amont de l'embouchure, seul le matériel fin se dépose dans la ria. Durant cette phase, la vitesse de remontée du niveau marin dépasse les taux d'apport alluviaux (Dubar, 2003). La rétrogradation qui accompagne cette remontée se poursuit jusqu'à 7 000 ans BP³ (c'est-à-dire

³ Ages radiocarbone non calibrés

au début de l'Holocène), le niveau marin est alors de -15 m (Dubar et Anthony, 1995). Cette date marque le point d'enneiement maximum, la vallée du Var se retrouve ainsi inondée jusqu'à environ 6 km à l'intérieur des terres. La colonne d'eau est toutefois peu profonde, inférieure à 5 mètres (Dubar et al., 1987). S'ensuit une phase de progradation, le matériel grossier progresse vers l'embouchure, qu'il atteint vers 4 000 ans BP³ (Dubar, 2003). A noter que la phase d'enneiement maximum a lieu au moment même où le couvert forestier est le plus dense dans le bassin (phase Atlantique, entre 8 000 et 5 000 ans BP³, d'après Nicol-Pichard et Dubar, 1998) limitant les apports sédimentaires. Par conséquent, il semblerait que la construction du delta soit en phase à la fois avec la dynamique du niveau marin et le climat régional (Dubar et Anthony, 1995 ; Dubar, 2003).

Les taux de sédimentation mesurés dans le delta, au niveau de l'aéroport de Nice, pour l'intervalle compris entre 1 2760 BP³ et 6750 BP³ (Figure 2.7) varient entre 4,8 et 5,9 mm/an (Mulder et al., 1997a). Ces taux sont 11 à 39 fois inférieurs à ceux calculés avec un modèle de sédimentation hémipélagique en utilisant les valeurs des apports sédimentaires actuels du Var (Mulder et al., 1997a). En d'autres termes, seuls 3 à 9% des apports sédimentaires du Var ont été piégés dans le delta pendant sa phase de construction majeure. Le reste des apports sédimentaires a été évacué vers le système turbiditique, soit après une courte période de dépôt (glissement) soit sans phase de dépôt intermédiaire (courants hyperpycnaux) ou alors a été redistribué par les courants marins.

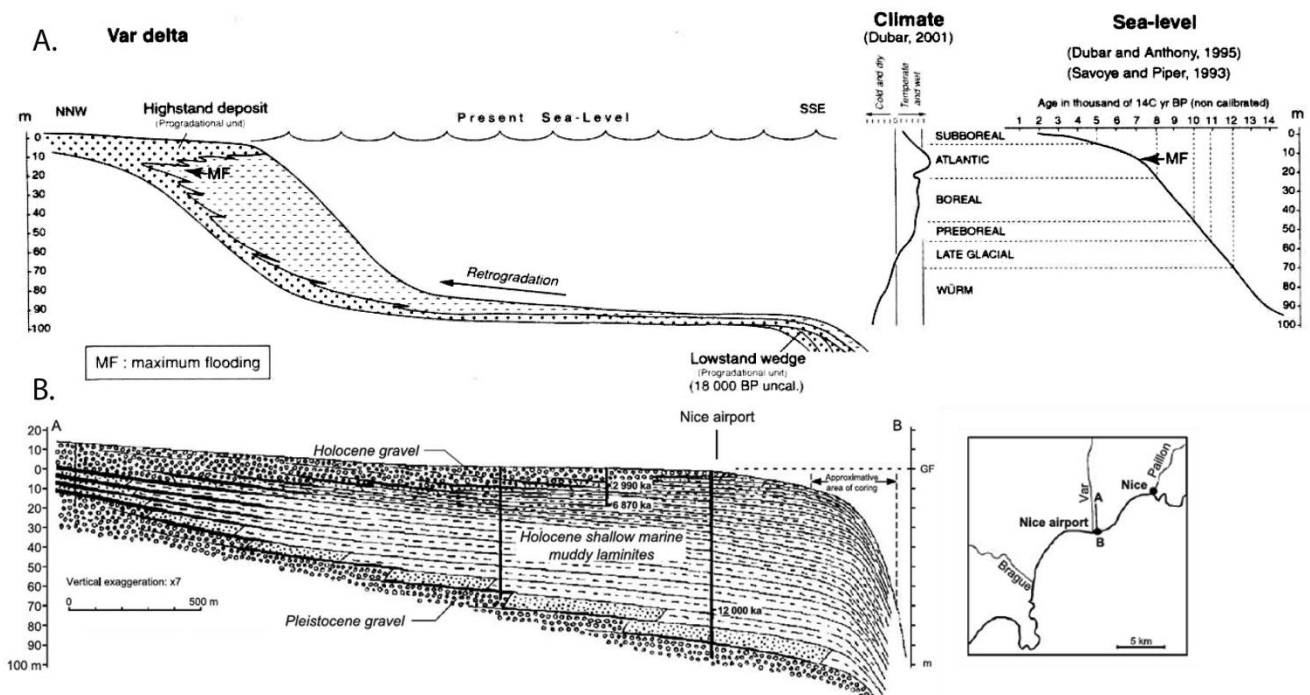


Figure 2.7: A. Corrélations entre le dispositif sédimentaire, le niveau marin et le climat régional dans le delta holocène du Var. La courbe du niveau marin a été étalonnée grâce à 32 datations ¹⁴C BP non calibrées. La courbe climatique, qui synthétise les variations de l'humidité et de la température, a été obtenue par une Analyse Factorielle des Correspondances (A.F.C.) sur les données palynologiques d'un carottage dans la basse vallée de la Brague (Dubar et al., 2001). B. Profil de remplissage deltaïque au niveau de l'embouchure du Var lors de la dernière transgression marine. (d'après Dubar, 2003)

C. Le système turbiditique du Var

1. Architecture du système turbiditique du Var

Le système turbiditique du Var s'étend sur près de 300 km, depuis la marge Nord-Ligure jusqu'au pied de la pente corse, sa superficie totale étant estimée à 16 320 km² (Migeon, 2000). Il se compose d'unités morpho-sédimentaires classiquement rencontrées dans les systèmes turbiditiques, d'amont en aval : de deux canyons, un système chenal-levée, et un lobe distal (Figure 2.8).

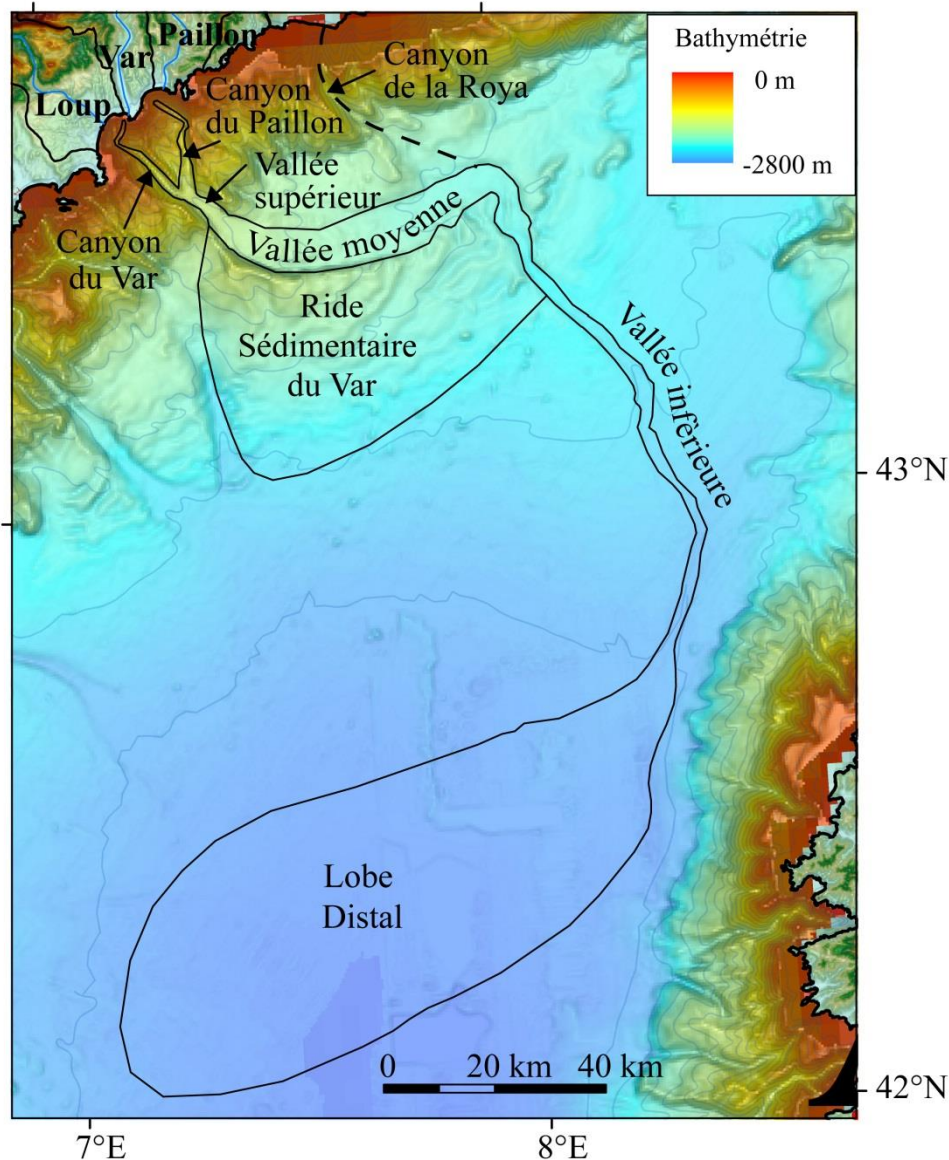


Figure 2.8 : Le système turbiditique du Var

Le plateau continental est très étroit, réduit à seulement 200 m au niveau de l'embouchure du Var (Figure 2.9). Le système chenal-levée est alimenté par deux canyons principaux, dont celui du Var, qui est aujourd'hui le plus actif, et le canyon du Paillon. Un troisième, le canyon de la Roya, plus modeste, vient s'y connecter, juste en sortie de la vallée

moyenne (Figure 2.8). L'embouchure du Var et du Paillon et les têtes de canyon sont directement connectées (Figure 2.8 ; Figure 2.9). Au cours du Quaternaire, cette connexion a été maintenue malgré les variations du niveau marin, de ce fait l'alimentation du système turbiditique a été continue (Savoie et al., 1993). En effet, les zones qui subissent les phases d'émersion/submersion correspondent à la partie supérieure de la pente continentale (pente $\approx 16\%$), aussi, une modification importante du niveau marin se traduit-elle par un changement très limité de la position du trait de côte. Par exemple, pendant le Dernier Maximum Glaciaire (niveau marin -120m ; Chappell, 2002), l'embouchure du Var se serait trouvée à seulement 700 m au large de sa position actuelle. L'efficacité des transferts sédimentaires entre le Var et le système turbiditique pendant le haut niveau marin actuel est démontrée par plusieurs observations : (1) la tête du canyon située juste au niveau de l'embouchure du Var, montre que le déclenchement de courants hyperpycniaux est fréquent (Savoie et al., 1993) ; (2) l'activité turbiditique mesurée dans le canyon du Var est élevée (2 à 3 événements par an ; Khripounoff et al., 2009, 2012; Mas, 2009) ; (3) les taux de sédimentation mesurés dans le delta révèlent que plus de 90% des apports sédimentaires du Var ont été exportés dans le système turbiditique pendant la phase même de construction du delta (Mulder et al., 1997a).

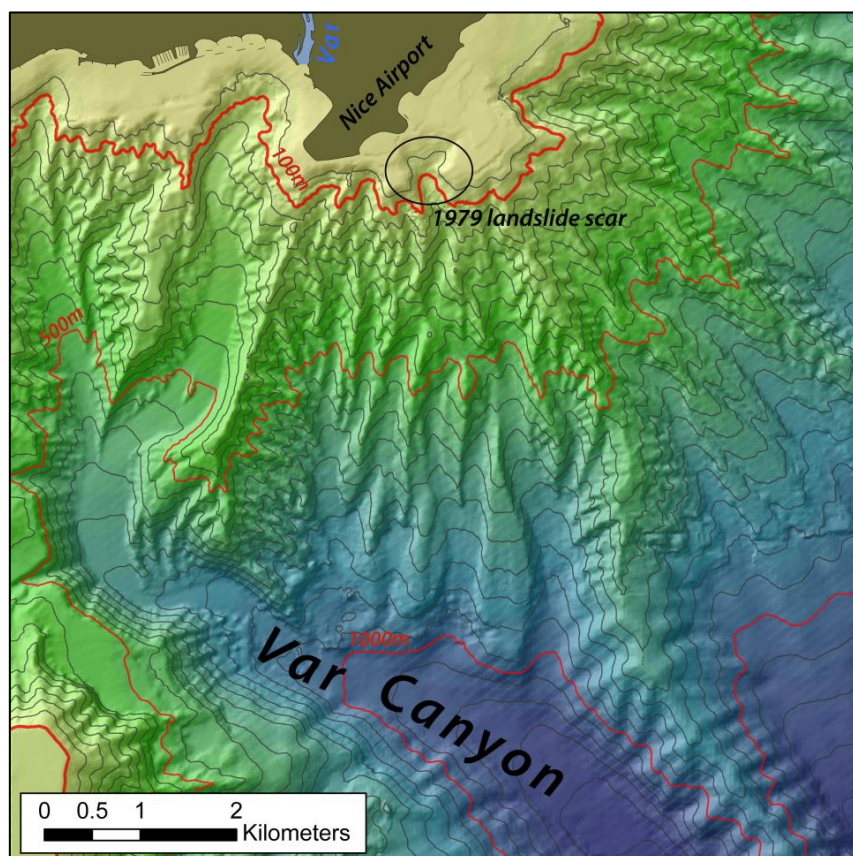


Figure 2.9: Carte bathymétrique mettant en évidence la connexion entre le fleuve Var et le canyon du Var.

Les canyons incisent profondément le plateau, ainsi que la pente continentale (jusqu'à 370 m à proximité de la sortie du canyon du Var). La pente du canyon du Var diminue rapidement de 11° à 4° (Mulder et al., 1996). Les flancs abrupts (11° à 45°) du canyon sont très érodés par le passage d'écoulements gravitaires et présente aussi des cicatrices et des

traces de glissements (Figure 2.10.b). La pente continentale est également incisée par de nombreux talwegs (Figure 2.9), formés lors du passage d'écoulements gravitaires initiés sur le rebord du plateau et le sommet de la pente continentale (Malinverno et al., 1988; Savoye et al., 1990). Le fond des canyons est tapissé de galets et de graviers dans lesquels se dessinent des structures de courant (réseaux en tresse, rides ; Figure 2.10.c, .d).

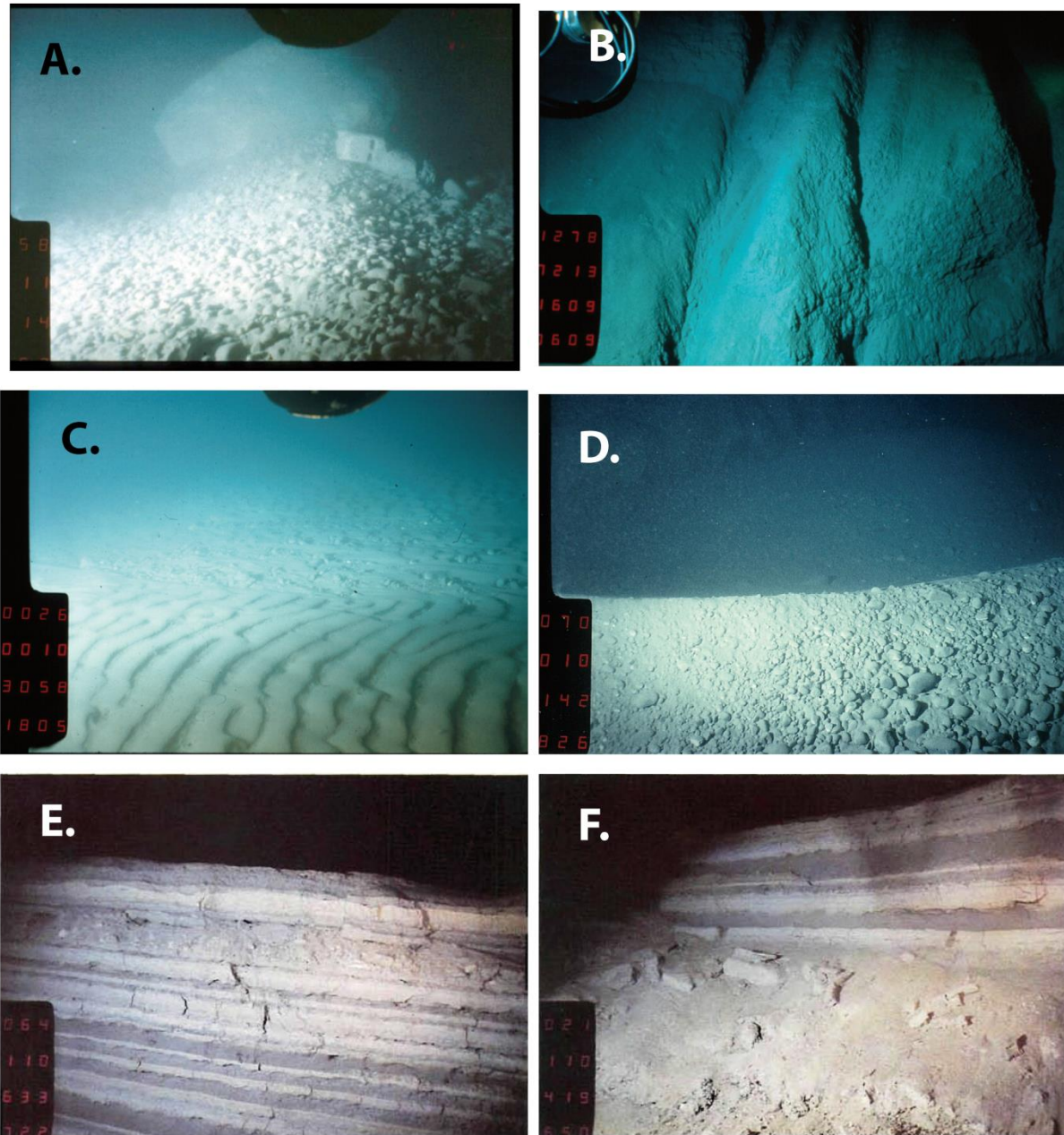


Figure 2.10: Photographies prises par le submersible Cyana : A. blocs de remblais de l'aéroport de Nice (datant du glissement de l'aéroport en 1979) trouvés dans le canyon par 1 100 m de fond et à 5 km de la côte ; B. talwegs sur un flanc du canyon du Var fortement pentu ; C. rides de courant sableuses dans le fond du chenal ; D. dunes de galets dans le fond du canyon ; E. et F. dépôts de turbidites dans la partie basale de la Ride Sédimentaire du Var.

Les canyons du Var et du Paillon se rejoignent à une vingtaine de kilomètres des côtes, vers 1600 m de profondeur, pour former la vallée supérieure, fortement encaissée (jusqu'à

600 m) et s'étendant sur 12 km avec une largeur moyenne de 5 km. La pente, encore prononcée, diminue de 2° à 1° vers l'aval. Le fond de la vallée supérieure est couvert essentiellement de graviers, tandis que des terrasses épaisses de plusieurs dizaines de mètres et constituées de sédiments fins (argiles et silts) en occupent les bords. Tout comme dans les canyons, les écoulements gravitaires restent confinés dans la vallée supérieure, mais c'est dans cette partie du système que de grandes quantités d'eau s'incorporent aux écoulements gravitaires. C'est alors que les écoulements laminaires (de type « grain flow » ou « debris flow ») se transforment progressivement en écoulements turbulents. Ce n'est qu'après le ressaut hydraulique provoqué par la rupture de la pente du chenal, à la sortie de la vallée supérieure que l'apparition de la turbulence est complète (Figure 2.11 ; Migeon, 2000).

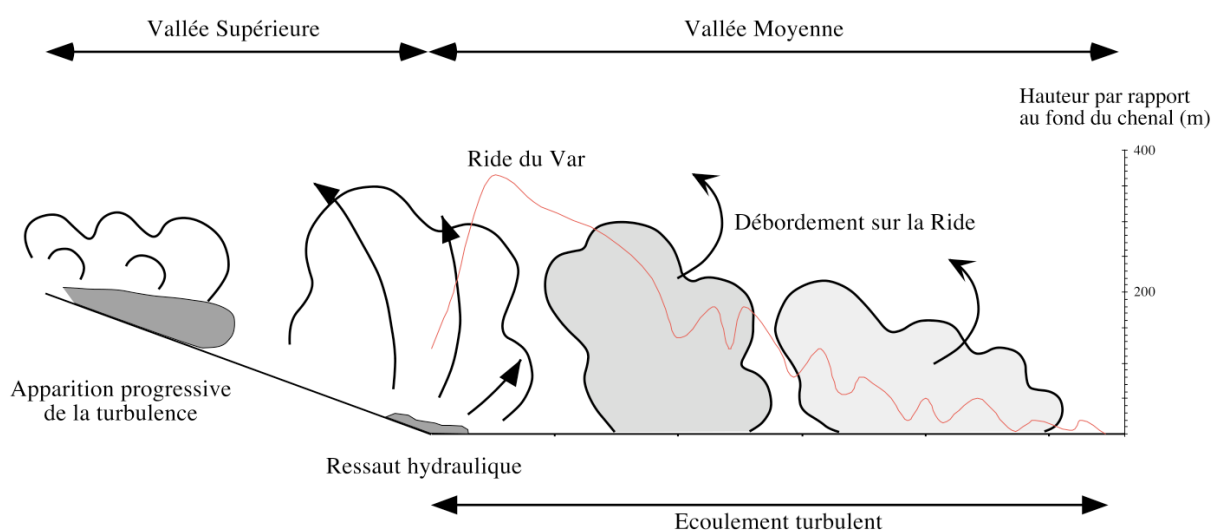


Figure 2.11 : Schéma illustrant la transformation d'un écoulement laminaire (i.e. suite à un glissement de masse) en écoulement turbulent dans le système du Var. La courbe rouge souligne l'évolution de la hauteur de la crête de la Ride Sédimentaire du Var par rapport au fond de la vallée moyenne (d'après Migeon, 2000)

Au pied de la pente continentale (à 2 000 m de profondeur), le changement d'orientation du chenal (N-S à E-W) et l'amortissement rapide de sa pente (passant rapidement de 1° à près 0°) marquent l'entrée dans la vallée moyenne, longue d'une cinquantaine de kilomètres et large de 6 à 13 km. Cette partie du système turbiditique est constituée d'un ensemble chenal-levée très asymétrique : tandis que sa levée gauche est basse et discontinue, celle de droite est hypertrophiée (hauteur atteignant 350 m) et continue. Cette dernière forme une accumulation de sédiments considérable contrastant nettement avec le paysage abyssal (Figure 2.8) ; elle est appelée Ride Sédimentaire du Var (*Var Sedimentary Ridge* ou VSR). Quant au fond de la vallée moyenne, il est principalement recouvert de dépôts sableux et silteux dans lesquels se dessinent des structures de courant (Figure 2.10.c) : de nombreuses rides de galet s'observent encore dans la partie amont, mais en aval, elles sont recouvertes par les dépôts sableux (Mulder et al., 1997a).

La Ride Sédimentaire du Var est limitée à l'Ouest par un chenal de débordement qui rejoint la vallée de Cannes au Sud-Ouest de la ride, et par la vallée inférieure à l'Est. La hauteur de la Ride Sédimentaire du Var décroît d'amont en aval, passant de 350 m dans la partie occidentale à moins de 30 m dans sa partie orientale. Au Nord, le flanc interne de la

Ride est abrupt, entaillé par de nombreuses cicatrices de glissements. Le flanc sud de la Ride s'étend sur une trentaine de kilomètres, sa pente, variant entre 4 et 8 ° à l'Ouest, s'adoucit vers l'Est passant à moins de 1° à l'Est. Bien que des marques d'érosion aient été observées dans sa partie occidentale, la plus abrupte (Mas, 2009), le flanc sud de la Ride est principalement un lieu de dépôt. Les sédiments sont apportés sur la ride par le débordement des courants de turbidité qui circulent dans la vallée supérieure. Après avoir franchi la crête de la Ride, les courants se répandent sur le flanc sud où leurs passages répétés ont formé des dunes sédimentaires géantes (Migeon, 2000).

La vallée inférieure commence vers la longitude 8°E, lorsque le chenal se heurte à un diapir en changeant brutalement d'orientation en direction du Sud. La vallée inférieure est longue de 100 km et bordée de petites levées de quelques mètres de hauteur (Savoie et al., 1993). Elle débouche sur le lobe distal, à plus de 200 km de la tête de canyon, au pied de la pente corse. Le lobe distal est en fait constitué d'un empilement de plusieurs lobes sableux (Bonnell, 2005).

2. Les processus de transport des sédiments dans le système turbiditique du Var

2.1. Les écoulements turbulents et dépôts associés, généralités

Les écoulements turbulents appartiennent à la famille des écoulements gravitaires dans laquelle on compte aussi les glissements de masse, tels que les *slumps* et les écoulements laminaires, de type « *debris flow* » ou « *grain flow* » (Middleton et Hampton, 1973 ; Mulder et Cochonat, 1996 ; Mulder et Alexander, 2001). Un écoulement gravitaire acquiert un comportement turbulent lorsque sa concentration en sédiments devient inférieure à 9% (limite de Bagnold). Il existe deux types d'écoulements turbulents : les écoulements de densité, communément appelés « courants de turbidité » et les courants hyperpycnaux (Mulder et Alexander, 2001). Un écoulement turbulent est composé d'une tête, d'un corps et d'une queue. La vitesse du courant diminue vers le haut induisant un gradient granulométrique (Stacey et Bowen, 1988). Le pouvoir érosif de ces courants est concentré à leur base et dans leur tête. Il y a dépôt des sédiments transportés dans ces courants lorsque le courant ralenti au-dessus du point de dépôt (Kneller, 1995).

2.1.1. Les écoulements de densité ou courants de turbidité

Les courants de turbidité sont produits par déstabilisation d'un volume plus ou moins important de sédiments sur le rebord du plateau continental et le sommet de la pente continentale. Ils résultent souvent de la transformation d'un glissement de masse dans lequel une grande quantité d'eau a été incorporée. Ces courants de turbidité peuvent être classés selon leur densité, c'est à dire leur concentration en sédiments (Lowe, 1982). Ainsi observe-t-on des courants de haute densité, qui résultent de la transformation d'un glissement en masse impliquant une grande quantité de sédiments sur la pente et le rebord du plateau. Certains peuvent aussi se produire lors de crues catastrophiques capables de transporter par charriage une charge de fond hyperconcentrée (Mulder et Alexander, 2001). Ces deux processus peuvent engendrer des écoulements de densité concentrés, dans lesquels les processus turbulents sont peu intenses et limités à la partie supérieure de l'écoulement. Dans le cas

opposé des courants de faible densité, la quantité de sédiments mobilisée est moindre. Ces courants sont initiés par des instabilités de faible ampleur sur la pente continentale et la tête de canyon. Leur durée de fonctionnement est plus courte (quelques heures), il s'agit souvent de courant de type « bouffées turbides » (Mulder et Alexander, 2001).

Les dépôts liés au passage d'un courant de turbidité sont appelés turbidites. Il s'agit d'une séquence de dépôts dont les termes successifs ont des caractéristiques (distribution granulométrique, classement, structure sédimentaire) résultant directement du passage des différentes parties du courant. La description la plus connue de ces termes est celle donnée dans la séquence de Bouma (Bouma, 1962 ; Figure 2.12). D'autres typologies ont été proposées pour des turbidites en fonction de la taille des grains (Lowe, 1982, Stow et Shanmugam, 1980 ; Figure 2.12). Les séquences turbiditiques sont rarement observées dans leur intégralité, mais elles possèdent une caractéristique commune : une base nette à érosive et un granoclassement normal.

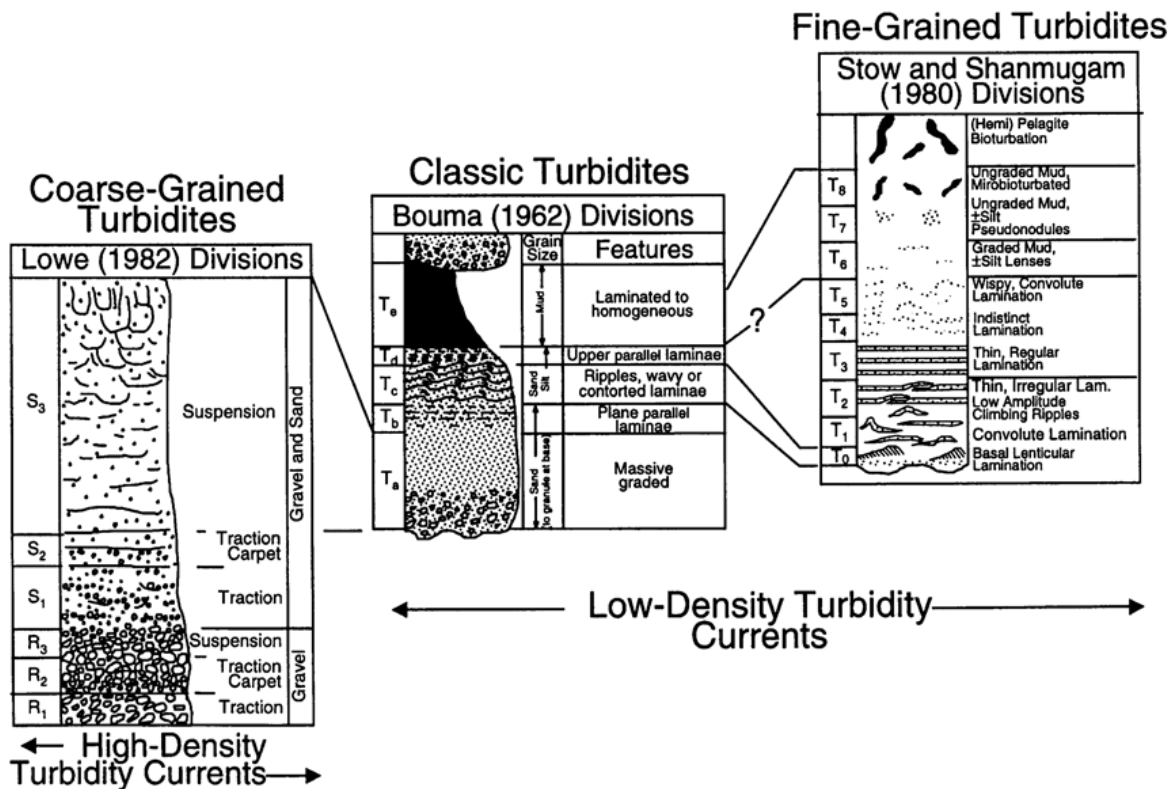


Figure 2.12 : Description des différents types de séquences sédimentaires pouvant être rencontrés dans les dépôts d'origine turbiditique (d'après Shanmugam, 2000).

2.1.2. Les courants hyperpycnaux

Les courants hyperpycnaux se forment au niveau de l'embouchure par plongement du panache turbide dans lequel la charge sédimentaire est telle que sa densité devient supérieure à celle de l'eau de mer (Figure 2.13). Le seuil de déclenchement d'un tel courant correspond à une charge sédimentaire de 36 à 43 kg/m³ (Norkman et Piper, 1991 ; Mulder et Syvitski, 1995). Ces fortes charges sédimentaires peuvent être atteintes lors des crues majeures de certains fleuves. La capacité d'un fleuve à produire des courants hyperpycnaux dépend de la

relation entretenue entre son débit et sa concentration en sédiments (coefficient b ; Mulder et Syvitski, 1995 ; Figure 2.14). Deux tiers (71%) des fleuves seraient capables de produire régulièrement (au moins tous les 1 000) des courant hyperpycnaux (Mulder et Syvitski, 1995). Cependant, même avec une faible concentration en sédiments, des processus de reconcentration peuvent rendre un panache turbide instable (Maxworthy, 1999) et provoquer le plongement d'une partie du panache (Parsons et al., 2001; Figure 2.15). Ainsi, la concentration minimale pour engendrer un courant hyperpycnal peut être abaissée à 5 kg/m^3 (Parsons et al., 2001). Avec ce seuil, 84% des fleuves pourraient produire des courants hyperpycnaux à une fréquence d'au moins un courant tous les 100 ans (Mulder et al., 2003). Les courants hyperpycnaux sont généralement moins concentrés et plus lents que les courants de turbidité, mais du fait de leur alimentation en continu par la crue, leur durée d'activité est comparativement beaucoup plus longue (quelques heures à plusieurs semaines ; Alexander et Mulder, 2002).



Figure 2.13 : Photographie montrant la formation d'un écoulement hyperpycnal au large de l'Islande. Le panache de surface plonge rapidement (plunging area) puis s'écoule le long du fond marin (Photographie prise par Magnus Tumi Gumundsson et Finnur Palsson en Novembre 1996 après l'éruption du Grimsvotn ; d'après Mulder et al., 2003).

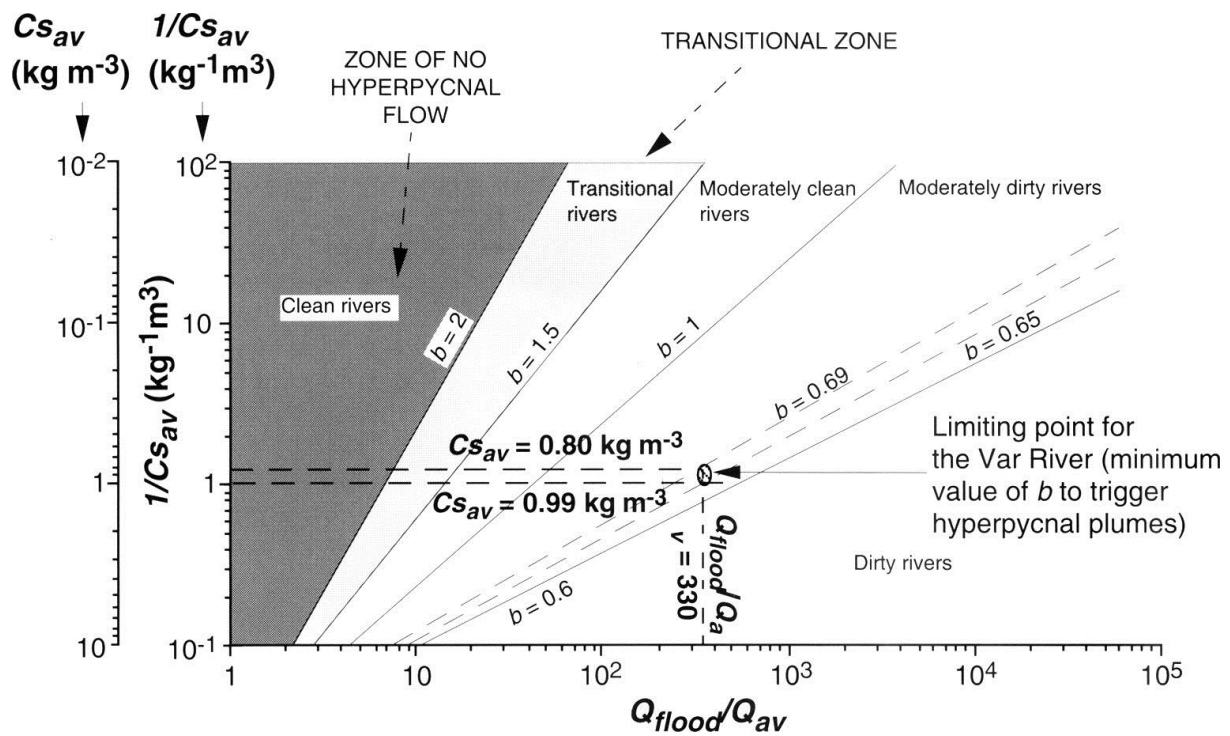


Figure 2.14 : Diagramme permettant d'estimer la capacité d'un fleuve à générer des courants hyperpycnaux, en fonction du coefficient b de la concentration moyenne en sédiment ($1/Cs_{av}$) et du rapport entre le débit maximum de crue et le débit moyen (Q_{flood}/Q_{av}). Dans ce diagramme, les rapports $1/Cs_{av}$ et Q_{flood}/Q_{av} permet de déterminer la valeur minimale théorique que doit atteindre le coefficient b pour que le fleuve génère des courants hyperpycnaux. Pour qu'un fleuve soit capable de produire des courants hyperpycnaux, son coefficient b mesuré ($Cs_{flood}=Cs_{av}(Q_{flood}/Q_{av})^b$) doit être supérieur au coefficient b obtenu dans le diagramme. Plus cette différence est grande, moins le débit nécessaire pour déclencher un courant hyperpycnal est important. Par exemple, dans le cas du Var : alors que la valeur minimale requise est comprise entre 0,69 et 0,65, la valeur réelle de b étant estimée entre 1,534 et 1,7, le Var peut donc produire des courants hyperpycnaux fréquemment ("Moderately dirty rivers"). (d'après Mulder et Syvitski, 1995).

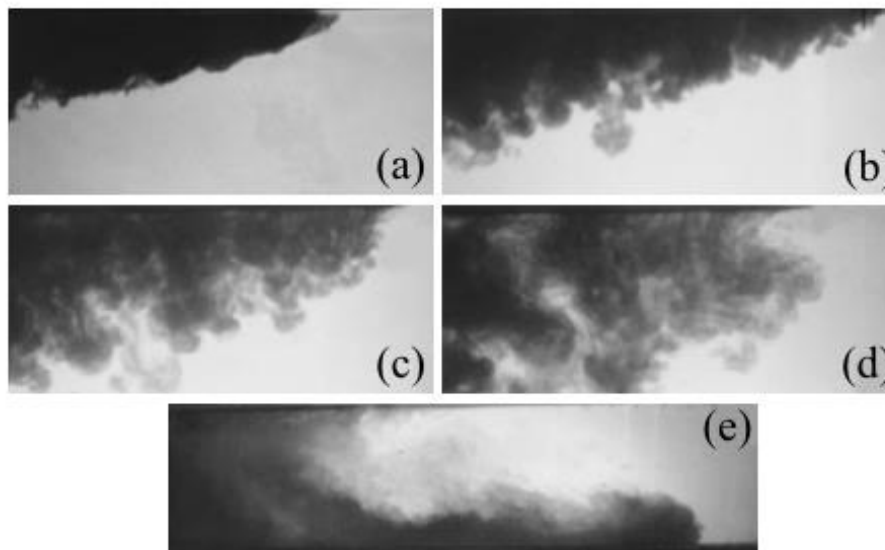


Figure 2.15 : Modèle analogique de formation d'un écoulement hyperpycnal à la suite de processus de reconcentration L'écoulement hyperpycnal est généré au temps (e) (d'après Maxworthy, 1999).

Les dépôts associés aux courants hyperpycnaux sont appelés hyperpycnites. L'évolution, au cours du temps, de la vitesse du courant hyperpycnal correspond à l'hydrogramme de la crue. Ainsi, la séquence de dépôt type d'une hyperpycnite se compose comme suit :

- à la base, d'un terme granocroissant (Ha), correspondant à la montée en charge de la crue,
- surmonté d'un terme granodécroissant (Hb) qui, lui, correspond à la décrue (Kneller, 1995; Mulder et al., 2001a ; Figure 2.16). Le terme Ha est moins développé que le terme Hb étant donné que les montées en crue sont plus courtes que les décrues, et que l'augmentation de la vitesse durant la montée en crue est moins favorable à un dépôt (Kneller, 1995).

L'interface entre Ha et Hb correspond au pic de crue, elle peut être érosive, lorsqu'au moment du pic de crue, la vitesse du courant hyperpycnal est suffisamment importante pour éroder tout ou partie du terme Ha, le dépôt qui en résulte ressemble alors à une séquence de type Bouma (Mulder et al., 2001a ; Figure 2.16). Tout comme les turbidites, les hyperpicnites peuvent être argilo-silteuses ou sableuses (Mulder et al., 2001a).

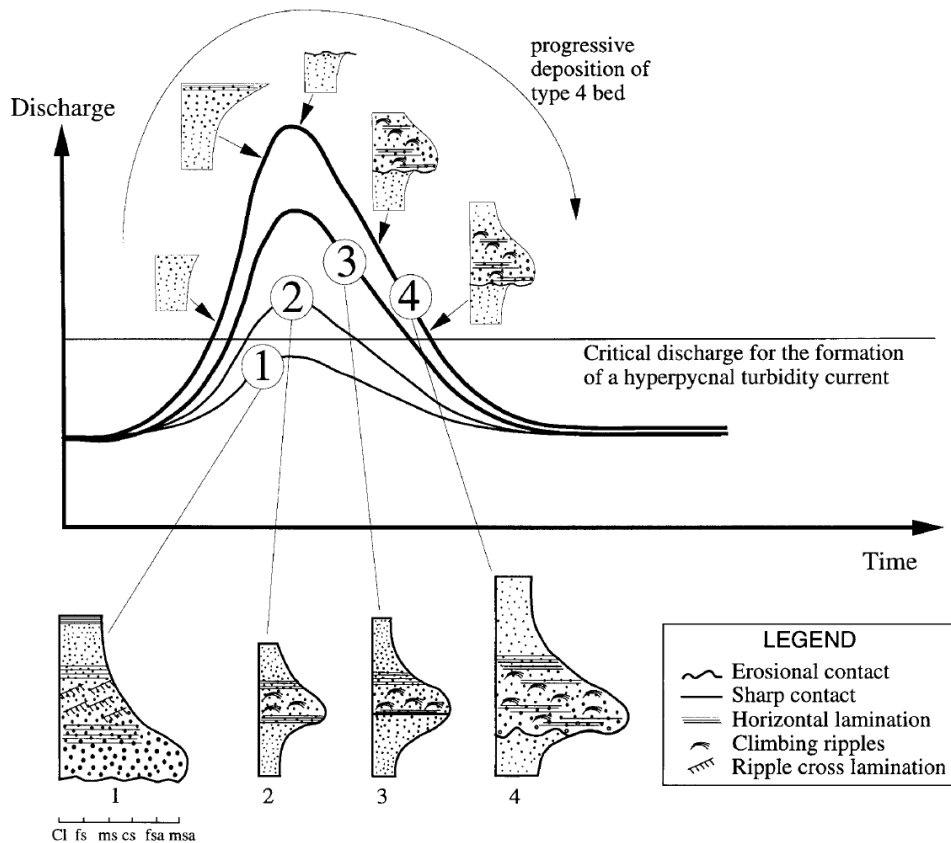


Figure 2.16: Faciès et séquences de dépôt des hyperpycnites en fonction de l'amplitude de la crue du fleuve. (1) Crue de très faible amplitude. Le débit maximal n'atteint pas le seuil critique pour générer un écoulement hyperpycnal. Les sédiments se déposent par décantation et pourront être remobilisés par la suite dans une bouffée turbide. (2) Crue de faible amplitude. Dépassant le seuil critique, le pic de débit génère un écoulement hyperpycnal. La transition entre le terme granocroissant (Ha; montée en crue) et granodécroissant (Hb; décrue) est progressive. (3) Crue de moyenne amplitude. La séquence est identique à la (2), mais elle est plus épaisse et plus grossière. (4) Crue de forte amplitude. Le débit est si élevé que le courant hyperpycnal devient érosif au moment du pic de crue et produit une surface d'érosion entre Ha et Hb (Mulder et al., 2001a).

2.2. Les écoulements gravitaires dans le système turbiditique du Var

Trois types de courants de turbidité sont reconnus dans le système turbiditique du Var (Mulder et al., 1998) :

- Les courants de turbidité embrasés (*Ignitive turbidity currents* ; Parker, 1982 ; Type 1), qui sont des courants de haute densité. Ils résultent de la transformation du glissement en masse d'un grand volume de sédiments sur la pente continentale. Ces déstabilisations de grande ampleur sont généralement initiées par un tremblement de terre (Mulder et al. 1998). Le seul évènement de ce type qui ait été observé est le glissement de terrain survenu pendant les travaux d'agrandissement de l'aéroport de Nice en 1979 (Mulder et al., 1997b). Ces courants de haute magnitude ont une fréquence de retour faible, estimée entre 100 et 1000 ans (Mulder et al. 1998). Comme observé en 1979, la déstabilisation de tels volumes de sédiments peut engendrer un tsunami sur la côte (Migeon et al., 2011).
- Les courants de turbidité de faible densité (Type 2), qui eux sont générés par des ruptures superficielles affectant les sédiments non-consolidés du haut de la pente continentale ; aussi n'impliquent-ils qu'une quantité limitée de sédiments. Leur déclenchement est favorisé par l'action combinée de la surcharge sédimentaire et de la pression interstitielle (Mulder et al., 1998). Par conséquent, ils surviennent souvent après une crue (Khripounoff et al., 2009, 2012). De tels courants se produisent environ une fois par an dans le canyon du Var (Mulder et al., 1998 ; Khripounoff et al., 2009, 2012 ; Mas, 2009).
- Les courants hyperpycnaux (Type 3) formés lors des crues du Var (Mulder et al., 1997a, 1998). La fréquence de retour, la magnitude et la durée de ces courants, varient en fonction de l'intensité de la crue (Mulder et al., 1997a, 1998, 2001a, 2003).

Deux événements de haute magnitude ont été étudiés en détail : le courant de turbidité induit par le glissement lors des travaux d'extension de l'aéroport de Nice en 1979 (Type 1 ; Genesseeux et al., 1980 ; Mulder et al., 2001b) et le courant hyperpycnal associé à la crue du 4 et 5 novembre 1994 (Type 3, Mulder et al., 1997a) :

- En 1979, un important glissement (8.10^6 m^3) survenu durant les travaux d'extension de l'aéroport de Nice (Figure 2.9), s'est transformé en courant de turbidité. La rupture de plusieurs câbles sous-marins par le courant a permis de démontrer que (1) ce courant a débordé sur la partie orientale de la Ride Sédimentaire du Var et (2) la vitesse et l'épaisseur de cet écoulement étaient respectivement de 35-40 m/s et 20-30 m dans le canyon du Var, de 5-10 m/s et 100-250 m dans la vallée moyenne, et de 2-3 m/s et < 70 m dans la vallée inférieure (Genesseeux et al., 1980 ; Piper et Savoye, 1993 ; Mulder et al., 1997b). Le volume de sédiments (essentiellement du sable) transporté par ce courant fût approximativement de 15.10^7 m^3 , soit près de vingt fois plus que le volume initial du glissement (épaisseur moyenne du dépôt : 10 cm sur une superficie de 1500 km^2 ; Piper et Savoye, 1993 ; Mulder et al., 1997b ; Hugot, 1999). Le glissement à l'origine du courant impliquait des sédiments fins (argiles et silts). La

grande quantité de sable transportée dans ce courant, provient de remaniement de sable déposé dans le chenal. Pendant la période précédant le déclenchement du glissement, le Var était en crue (des débits de plus de 1 200 m³/s ont été mesurés à l'embouchure). Des courants hyperpycnaux ont pu être déclenchés puis jouer un rôle dans l'enchaînement d'événements gravitaires qui a suivi (Dan et al., 2007).

- Les 4 et 5 Novembre 1994, le Var a connu sa plus grande crue jamais observée qui a permis l'initiation d'un courant hyperpycnal d'une durée estimée à 20 h (Mulder et al., 1997a, 1998). Au moment du pic de crue, le débit du Var a atteint 4 000 m³/s et une concentration en sédiment estimée à 240 kg/m³. En 20 heures, ce courant a transporté l'équivalent de 18.10⁶ m³ de sédiment, soit 11 à 14 fois la charge sédimentaire totale annuelle moyenne ; ce qui représenterait un dépôt de quelques centimètres d'épaisseur sur une superficie de 250 km² (Mulder et al., 1997a, 1998). La période de retour d'une crue de cette ampleur est estimée entre 50 et 200 ans (Mulder et al., 1997a, 1998).

3. Activité hydro-sédimentaire et hyperpycnale du fleuve Var

La relation entre la concentration en sédiment et le débit, établie pour le Var, est présentée dans la Figure 2.17 (Mulder et al., 1997a). Le seuil de déclenchement des courants hyperpycnaux a été estimé entre 40 et 44 kg/m³ selon les variations saisonnières de température de l'eau de mer et du fleuve (Mulder et al., 1997a). En automne, pendant les périodes de crue, ce seuil est compris entre 42 et 43 kg/m³ ; ce qui correspond à une crue d'un débit à l'embouchure de 1 227 à 1 246 m³/s ; valeurs pouvant être comprises entre 620 et 750 m³/s si la crue succède à une période de sécheresse (Mulder et al., 1997a ; Figure 2.17). Les périodes de retour de telles crues sont estimées (d'après leurs débits instantanés) entre 4 et 2 ans, (Figure 2.18.a). Pour des crues plus persistantes, d'au moins une journée, leurs périodes de retour seraient alors de 21 à 5 ans (Figure 2.18.b). En utilisant ces seuils, Mulder et al. (1997) ont montré que sur une période de 20 ans (1974-1994), la proportion de sédiments exportés par les courants hyperpycnaux dans le système sédimentaire du Var est considérable, puisque elle représenterait 55 à 63% des sédiments délivrés par le fleuve. Cependant, des courants hyperpycnaux peuvent également se déclencher suite à des processus de reconcentration dans les panaches hypopycnaux formés pendant les crues de plus faible ampleur (Parsons et al., 2001). La charge sédimentaire minimale pour engendrer de tels courants est de 5 kg/m³, ce qui correspond à une crue dont le débit est de seulement 306 m³/s (Mas, 2009). La fréquence de ces événements est estimée à 2,5 par an (Mas, 2009). Ces estimations sont en accord avec les observations faites récemment au moyen de courantomètres et de pièges à particules mis en place dans le canyon et la vallée supérieure (Mas, 2009; Khripounoff et al., 2009, 2010) :

- Sur une période de 2 ans (09/2005 - 09/2007), 7 courants ont été enregistrés lors de leur passage dans le canyon et la vallée supérieure : 5 courants hyperpycnaux synchrones de crues de 387m³/s à 658m³/s, ainsi que 2 bouffées turbides, dont l'une s'est produite moins d'une journée après une petite crue (< 200m³/s ; Mas, 2009).
- Sur les 3 mois d'hiver, de décembre 2008 à février 2009, les passages de 3 courants de turbidité ont été enregistrés dans le canyon et la vallée supérieure : 2 courants

hyperpycnaux synchrones à des crues de $387\text{m}^3/\text{s}$ et $658\text{m}^3/\text{s}$, et une bouffée turbide initiée quelques jours après l'une de ces crues (Khripounoff et al., 2009, 2010).

- Dans une étude plus ancienne, menée durant le printemps exceptionnellement pluvieux de 1971, le passage de 2 courants avait été enregistré à la suite de 2 crues dont les débits, estimés à l'embouchure, étaient de 300 et $600 \text{ m}^3/\text{s}$ (Genesseaux et al., 1971 ; Mulder et al., 1998). Assimilés initialement à des bouffées turbides (Mulder et al., 1998), il pourrait en fait s'agir de courants hyperpycnaux, puisque le débit de ces crues atteignait le seuil critique de déclenchement des courants hyperpycnaux par processus de reconcentration (Mas, 2009).

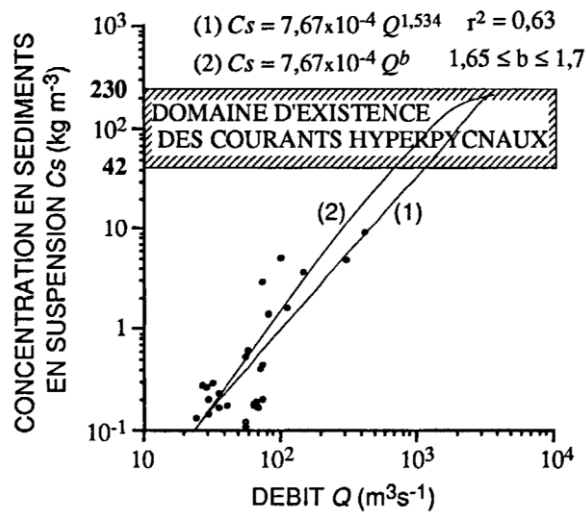


Figure 2.17 : Relation entre la concentration en sédiment (C_s) et le débit (Q) à l'embouchure du Var (données d'après Laurent (1971), équation de Leopold et Maddock, 1953). La courbe (2) correspond aux crues déclenchées après des périodes de sécheresse (d'après Mulder et al., 1997a). La formation de courants hyperpycnaux est possible lorsque la concentration en sédiment est comprise entre 42 et 230 kg/m^3 (au-delà de 230 kg/m^3 , la limite de Bagnols est atteinte et le courant perd son caractère turbulent).

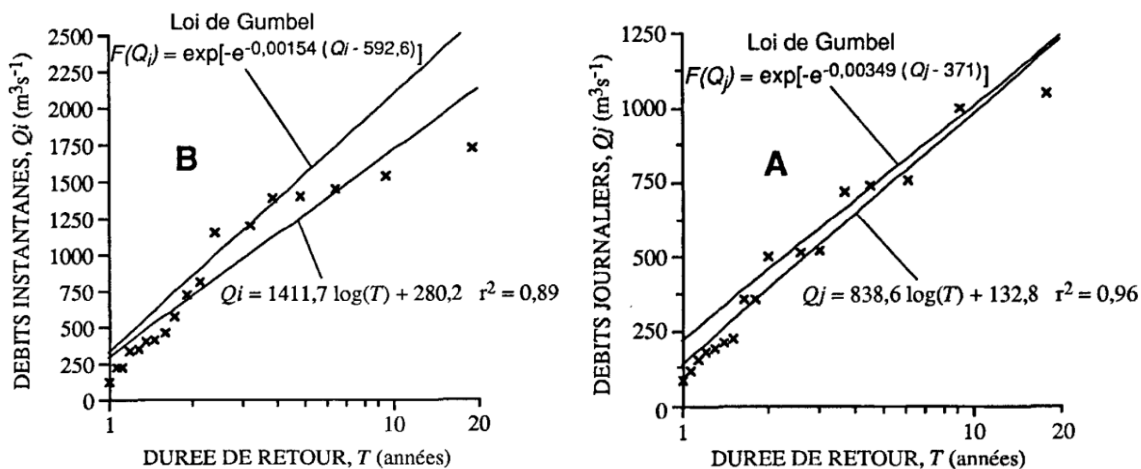


Figure 2.18 : Fréquence de retour des crues en fonction de leur débit instantané (A) ou journalier (B) – par corrélation logarithmique et par une loi de Gumbel (d'après Mulder et al., 1997a ; données d'après DIREN PACA et Laurent, 1971).

Une étude menée sur des carottes sédimentaires prélevées sur une terrasse située dans le canyon du Var (Mulder et al., 2001b) a montré qu'au cours des 100 dernières années les hyperpycnites représentaient au moins 70% de l'épaisseur totale du dépôt sédimentaire. De plus, pas moins de 13 des 16 séquences turbiditiques enregistrées durant cette période sont des hyperpycnites, soit une période de retour de ces événements établie entre 7 et 7,5 ans. Ces séquences, pour la plupart, peuvent être reliées à une crue historique du Var (Mulder et al., 2001b). Les autres séquences sont attribuables à des courants de turbidité de type (2) ou (3), soit une période de retour estimée entre 33 à 50 ans.

4. Enregistrement de l'activité turbiditique à l'échelle géologique

Outre le lobe distal, la Ride Sédimentaire du Var représente l'unique lieu du système capable de conserver des dépôts turbiditiques à l'échelle géologique.

4.1. Mécanismes à l'origine du débordement des écoulements turbulents sur les levées turbiditiques

Les sédiments turbiditiques sur la Ride Sédimentaire du Var sont apportés par le débordement des écoulements turbulents qui circulent dans le chenal. Il y a débordement lorsque la hauteur de l'écoulement turbulent dépasse celle de la levée (phénomène d'*overbank*). Toutefois, dans le cas de chenaux non rectilignes (i.e. présentant des méandres), le débordement des sédiments fins contenus dans la partie supérieure des écoulements turbulents sur les levées sédimentaires peut être provoqué par le phénomène de « *flow stripping* » (Komar, 1973 ; Piper et Normark, 1983), cela même si leur hauteur d'écoulement est inférieure à celle de la levée. Ce phénomène de « *flow stripping* » se produit lorsque le chenal change brusquement de direction, sous l'action de la force centrifuge les écoulements turbulents vont alors s'élever et pouvoir déborder sur les bords externes du chenal. Par ailleurs, la présence de brusques ruptures de pente dans le fond des chenaux génèrent, au sein des écoulements, des instabilités qui, en se propageant vers le haut, favoriseront aussi localement les débordements. Le processus de « *flow stripping* » est probablement un phénomène important dans la construction des levées, et plus particulièrement dans le cas des systèmes où les levées se développent de façon asymétrique comme celui du Var (Migeon, 2000).

4.2. Origine des dépôts de débordements observés sur la Ride Sédimentaire du Var

Seuls les courants de haute magnitude de type (1) et (3) sont en mesure d'atteindre la vallée moyenne et de déborder sur la Ride pour y déposer une séquence sédimentaire. Les courants de type (2) et les courants hyperpycnaux déclenchés par de petites crues restent cantonnés dans la partie supérieure du système (dans le canyon et la vallée supérieure). Les courants de turbidité embrasés (Type 1) sont décrits comme peu épais, plutôt sableux, avec des vitesses relativement élevées (Piper et Savoye, 1993) ; de par leur caractère très érosif, ils jouent certainement un rôle important dans le remaniement des sédiments déposés plus haut par les courants de faible magnitude ; c'est ce type de phénomène qui a été observé en 1979 (Mulder et al., 1997b). Il semblerait que ces dépôts déborderaient plus difficilement sur la

Ride que les courants hyperpycnaux (Type 3) plus épais, plus lents et transportant des particules plus fines (Piper et Savoye, 1993).

L'étude des dépôts turbiditiques à travers le système sédimentaire du Var (Piper et Savoye, 1993) révèle que les courants de haute magnitude :

- étaient majoritairement des courants de turbidité « embrasés » (Type 1) **au cours de l'Holocène** ;
- étaient majoritairement des courants hyperpycnaux (Type 3) **au cours du Pléistocène supérieur** ; en outre, le nombre de séquences turbiditiques déposées sur la Ride Sédimentaire de Var est bien plus important que pendant l'Holocène.

Toujours à partir de l'étude des dépôts sédimentaires de la partie ouest de la Ride Sédimentaire du Var, Mulder et al. (1997a) ont estimé, qu'au cours de l'Holocène, les événements hyperpycnaux ayant laissé au sommet de la Ride une trace géologique décelable, avaient lieu une fois tous les 700 à 1 000 ans. Une telle période de retour correspond à des crues exceptionnelles avec des débits de pointe supérieurs à 10 000 m³/s, soit 2,5 fois la valeur du débit observée en 1994. Ainsi, la prédominance des dépôts liés à des événements hyperpycnaux sur la Ride Sédimentaire du Var au Pléistocène supérieur semble indiquer que le comportement hydro-sédimentaire du Var était très différent à cette époque (Piper et Savoye, 1993).

D'autres indices permettent de souligner le rôle primordial tenu par les courants hyperpycnaux dans l'alimentation du système turbiditique du Var. La remarquable connectivité entre l'embouche du Var et la tête du canyon témoigne du passage très fréquent de courants hyperpycnaux, au cours des derniers épisodes glaciaires (Mulder et Syviski, 1996). L'hypertrophie particulièrement prononcée de la Ride Sédimentaire du Var (levée droite) est une caractéristique peu commune des systèmes chenal-levée – à l'exception, toutefois, des systèmes avec une forte influence glaciaire et une alimentation dominée par les courants hyperpycnaux, comme dans le système Laurentien dont les levées atteignent jusqu'à 900 m d'épaisseur (Aksu et Piper, 1987; Skene et Piper, 2003). En effet, la construction de telles levées nécessite, au cours du temps, des apports réguliers et prolongés de la part d'un grand nombre d'écoulements turbulents (Piper et Savoye, 1993) ; et, plus important, les écoulements doivent être maintenus, et donc alimentés pendant une période de temps suffisamment longue pour déposer d'épaisses séquences de sédiments fins, caractéristique correspondant plutôt à celle des courants hyperpycnaux (Piper et Savoye, 1993).

Chapitre 3 : Contexte climatique de l'étude

Ce chapitre restitue de façon synthétique l'état des connaissances actuelles concernant l'évolution du climat, depuis la dernière période glaciaire, dans le Sud de l'Europe et les Alpes, en la replaçant dans un contexte climatique plus global. Il s'agit avant tout d'une synthèse à visée descriptive ayant pour but de dresser un bilan de l'évolution des paramètres climatiques et environnementaux (température, précipitations, végétation et taille des glaciers) dans la région du site d'étude. Ce bilan sera notamment utilisé pour contraindre les paramètres d'entrée de la modélisation présentée dans le Chapitre 8. Le début de ce chapitre est consacré au climat du Dernier Maximum Glaciaire et de l'Holocène, puis aux variations millénaires du climat pendant la déglaciation et la dernière période glaciaire. L'état actuel des connaissances concernant les mécanismes à l'origine des variations climatiques millénaires sera rapidement abordé. La fin de ce chapitre est consacrée à une synthèse bibliographique de l'évolution des glaciers alpins.

A. Evolution du climat à l'échelle des cycles orbitaux

Le climat du Quaternaire (derniers 2,6 Ma) est caractérisé par une alternance de périodes glaciaires et interglaciaires se répétant tous les 100 000 ans environ (pour les derniers 0,9 Ma; et tous les 40 000 ans entre 2,6 et 0,9 Ma) et une alternance d'épisodes chauds/froids ayant une périodicité plus faible (de 19 000 à 41 000 ans). Ces cycles sont contrôlés par les variations d'insolation induites par les paramètres de l'orbite terrestre (théorie astronomique du climat de Milankovitch), associées à des rétroactions importantes du système climatique (océan, atmosphère, cryosphère). Ces changements climatiques ont laissé leur empreinte dans la composition isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) de la glace stockée aux pôles et de l'eau de mer, c'est pourquoi ils sont usuellement désignés par le terme de stade isotopique (*Oxygen Isotopic Stage* : OIS, ou *Marine isotopic Stage* : MIS). Ces stades isotopiques sont numérotés par des chiffres pairs correspondant aux périodes froides (marquées par un allègement des isotopes de l'oxygène de la glace polaire et par un alourdissement de ces mêmes isotopes dans l'eau de mer) et impairs pour les périodes chaudes (inversement marquées par un alourdissement dans la glace polaire et par un allègement dans l'eau de mer des isotopes de l'oxygène ; Figure 3.1.b.d). La dernière période glaciaire est caractérisée par la présence de deux calottes glaciaires se développant, l'une sur le continent Nord-Américain (calotte Laurentide), l'autre sur l'Europe du Nord (calotte Fennoscandienne).

La période de temps couverte dans ce travail concerne les 75 derniers milliers d'années. Elle comprend l'interglaciaire actuel : l'Holocène (entre 11,7 ka et l'actuel ; Rasmussen et al., 2006), la déglaciation, appelée Terminaison 1 (entre 11,7 ka et 19 ka, incluant les oscillations climatiques du Bølling-Allerød et du Dryas récent) ainsi qu'une partie de la dernière période glaciaire: le MIS 2 (entre 14,7 et 28 ka ; Svensson et al., 2006) qui inclut le Dernier Maximum Glaciaire (DMG ; entre 19,5 et 26,5 ka ; Clark et al., 2009), le MIS 3 (entre 28 et 60 ka ; Svensson et al., 2008) et le MIS 4 (entre 60 et 71 ka ; Shackleton et al., 2004 ; Figure 3.1).

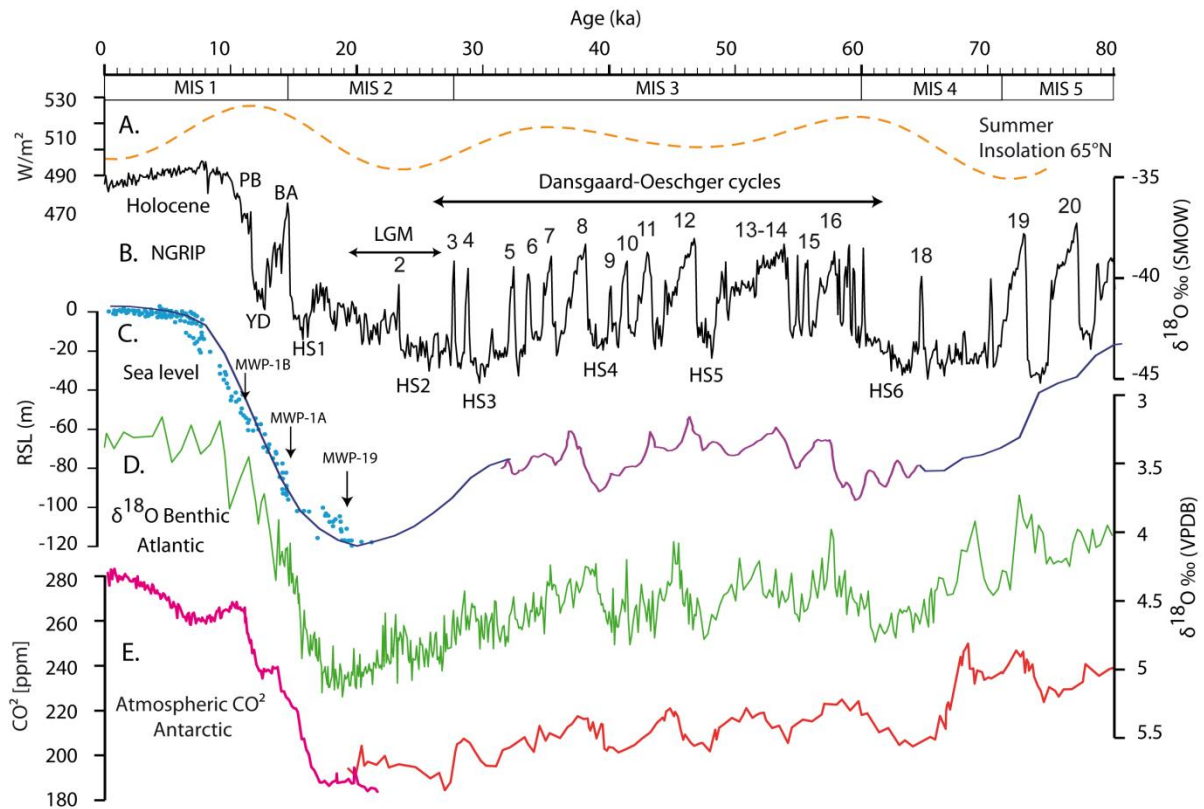


Figure 3.1 : Contexte climatique et eustatique global depuis la dernière période glaciaire (0-80 ka). A. Courbe d'insolation estivale à 65°N. B. Courbe de $\delta^{18}\text{O}$ de la glace au Groenland NGRIP (échelle de temps GICC05 ; NGRIP-members, 2004; Rasmussen et al., 2006; Svensson et al., 2008). C. Evolution du niveau marin ; courbe violette (intervalle 30-65; d'après Arz et al., 2007, modèle d'âge modifié par Sierro et al., 2009) ; courbe bleue (intervalle 0-30 ka et 65-80 ka ; d'après Waelbroeck et al., 2002) ; points bleus (intervalle 0-20 ; d'après la synthèse de Clark et al., 2009), MWP :impulsion d'eau de fonte (Meltwater pulse). D. Courbe de $\delta^{18}\text{O}$ mesuré dans les foraminifères benthiques sur la marge ibérique (Shackleton et al., 2000). E. Concentration en CO_2 dans l'atmosphère mesurée dans la glace de l'Antarctique, Dôme C (0-20 ka ; Monnin et al., 2001), Byrd Ice Core (20-80 ka ; Ahn et Brook, 2008). MIS : Marine Isotopic Stage. Sur la courbe B., les interstades des cycles de Dansgaard-Oeschger sont notés de 2 à 20 ; LGM : Dernier Maximum Glaciaire (Last Glacial Maximum) HS :Heinrich stadial ; YD :Dryas récent (Younger Dryas) ; BA :Bølling-Allerød ; PB :Préboréal.

1. Le climat du Dernier Maximum Glaciaire

Le Dernier Maximum Glaciaire (DMG) correspond au paroxysme de la dernière glaciation entre 26,5 et 19 ka (Clark et al., 2009), c'est-à-dire la période où les calottes ont atteint, à l'échelle globale, leur extension maximale : elles couvraient environ 25% des surfaces continentales contre 10% aujourd'hui ; la calotte Laurentide s'étant alors jusqu'à 37°N sur le continent américain, et la calotte Fennoscandienne, jusqu'à 48°N au sud de l'actuelle mer Baltique. Le stockage de l'eau de mer dans les calottes glaciaires a engendré une baisse du niveau marin de 110 à 125 mètres par rapport à son niveau actuel (Fairbanks, 1989; Yokoyama et al., 2000; Siddall et al., 2003; Clark et al., 2009 ; Figure 3.1). La taille des calottes et le niveau marin sont restés relativement stables durant les 7 500 ans du DMG (Clark et al., 2009). La glace de mer en hiver s'étendait jusqu'à 45°N dans l'Atlantique Nord. L'insolation estivale et les taux de CO_2 dans l'atmosphère étaient bas (Figure 3.1 ; Ahn et

Brook., 2008; Clark et al., 2009). Au DMG, la température moyenne à la surface de la Terre se situait de 4 à 5°C au-dessous des valeurs actuelles. Cette différence est beaucoup plus marquée dans les hautes latitudes (2 à 6°C) et plus encore au niveau de l'Atlantique Nord (6 à 10°C; CLIMAP, 1981; CCSM3, 2006) que dans les zones tropicales où elle ne dépasse pas 2°C (Otto-Bliesner et al., 2006). Des conditions plus sèches sont observées à toutes les latitudes (Sarnthein et al., 1978; Pye, 1984; Mahowald et al., 1999; Gasse, 2000; Baker et al., 2001; Wu et al., 2007). Ainsi, le couvert végétal est resté peu développé en Europe, en Asie et en Amérique du Nord où en lieu et place des forêts tempérées actuelles on ne trouvait que de la toundra et des steppes (Velichko et al., 1997; Prentice et al., 2000; Wu et al., 2007; Ray et Adams, 2001).

Dans la Méditerranée occidentale, les températures moyennes de surface (SST) reconstituées au DMG sont comprises entre 8 et 9°C au niveau du golfe du Lion et 13 et 14°C au niveau de l'Italie, ce qui représente une différence de -4 à -8°C par rapport aux températures actuelles (Hayes et al., 2005). La reconstitution des températures de surface (SST) dans la mer d'Alboran (Cacho et al., 1999; Martrat et al., 2004) montre qu'au DMG la température oscillait seulement de 2°C environ : allant d'un minimum de 10°C au moment de l'Heinrich stadial 2, vers 24-25 ka, à un maximum de 12°C au moment de l'Interstade 2, vers 23,5 ka. Dans l'Europe de l'Ouest, la végétation était alors dominée par les herbacées (Flint et al., 1971; Beaudouin et al., 2007; Ramstein et al., 2007; Combourieu-Nebout et al., 2009 ; Figure 3.2) témoignant d'un climat à la fois plus froid et plus sec. Les côtes méditerranéennes constituaient un refuge pour la forêt tempérée et les taxons méditerranéens (Prentice et al., 1992; Allen et al., 1999; Combourieu-Nebout et al., 2009 ; Figure 3.2).

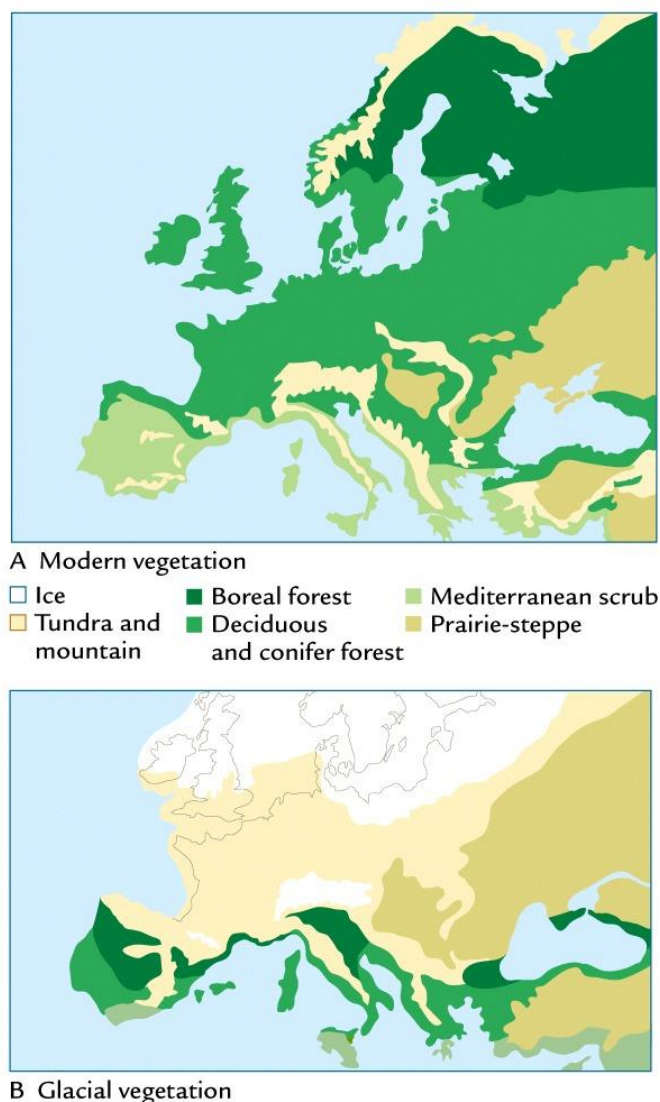


Figure 3.2 : Répartition de la végétation en Europe, A. actuelle ; B. au Dernier Maximum Glaciaire (d'après Ruddiman, 2008, adapté de Flint, 1971)

L'analyse d'enregistrements polliniques datés du DMG permet, sur la base d'analogues actuels, de donner une estimation des températures et des précipitations. Ces dernières montrent que la différence entre les températures annuelles actuelles et celles qui prévalaient au DMG est similaire (-6 à -13°C ; Peyron et al., 1998; Prentice et al., 2000; Wu et al., 2007; Combourieu-Nebout et al., 2009 ; Figure 3.3) à celles déterminées à partir des SST (Martrat et al., 2004). Toutefois, cette différence paraît beaucoup plus marquée pour les températures hivernales qui auraient atteint -15 à -30 °C (Guiot et al., 1989, 1993; Peyron et al., 1998; Ramstein et al., 2007). Les précipitations annuelles, quant à elles, seraient largement inférieures aux moyennes actuelles : un écart allant de -700 à -800 mm en France, mais moins marqué plus au sud (Italie, Grèce, Espagne), n'étant que d'environ -200 à -500 mm (Peyron et al., 1998 ; Figure 3.3). La même approche appliquée à des lacs d'altitude (entre 1700 et 2200 m) dans le Sud des Alpes, à proximité du bassin versant du Var, donne des valeurs absolues de températures de -15°C en hiver et + 2°C en moyenne annuelle, et des précipitations annuelles comprises entre 200 à 400 mm (Ortu et al., 2008).

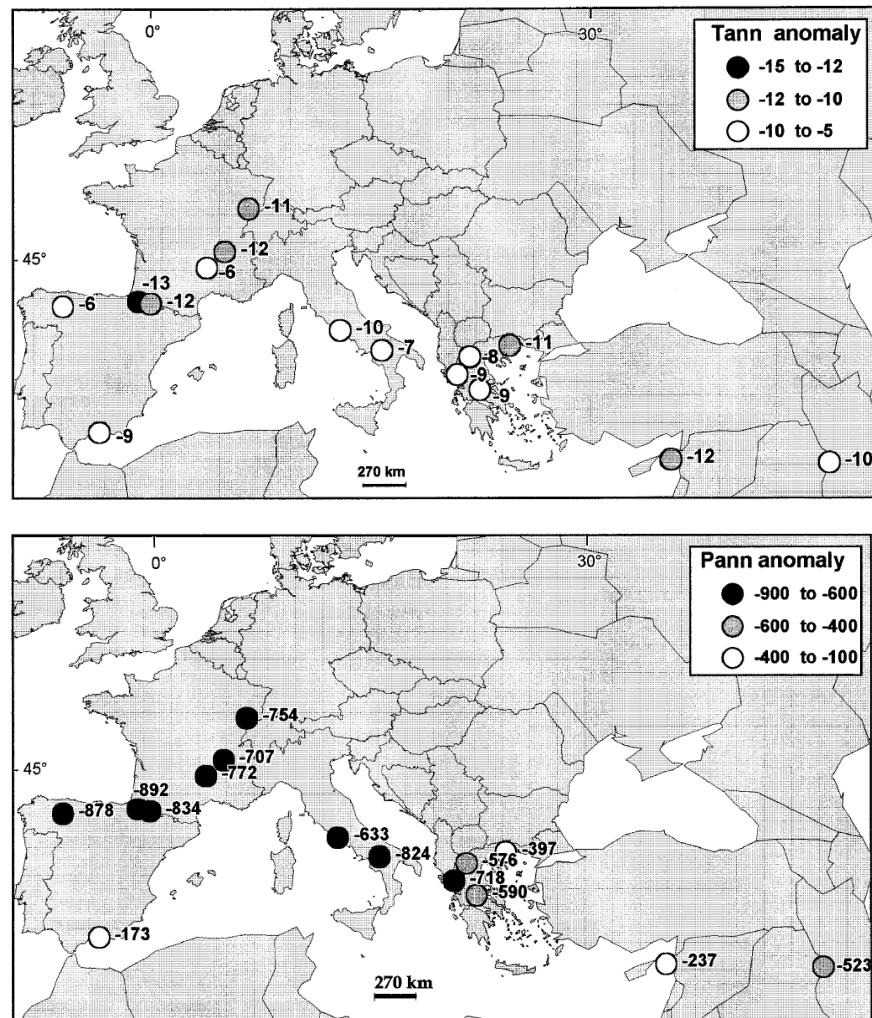


Figure 3.3 : Anomalies de températures (Tann) et de précipitations (Pann) reconstituées pour le DMG à partir d'enregistrements polliniques lacustres (données exprimées par rapport aux valeurs actuelles ; Peyron et al., 1998).

La fin du DMG vers 19-20 ka est marquée par l'abandon de la position d'extension maximale des calottes et la remontée rapide de 10 à 15 m du niveau marin (*Melwater pulse* ; MWP-19ka ; Clark et al., 2009 ; Figure 3.1). Par la suite et jusqu'à 14,5 ka, le niveau marin augmente plus lentement, de moins de 3,5 mm/an (Clark et al., 2009 ; Figure 3.1).

2. Evolution du climat et anthropisation dans le Sud de l'Europe pendant l'Holocène

Le début de l'Holocène est caractérisé, entre 9 et 6 ka, par un optimum climatique durant lequel l'insolation estivale est 5 à 8% supérieure à l'époque actuelle. Cet optimum est particulièrement prononcé aux basses latitudes, en Afrique et en Asie, où l'intensification de la mousson engendre des conditions beaucoup plus humides qu'aujourd'hui (Kutzbach et al., 1996; Wang et al., 2005). Avec l'intensification de la mousson est-africaine, de grandes quantités d'eau douce sont introduites en Méditerranée occidentale par le Nil et par les wadis lybiens conduisant à la stratification des eaux et à la mise en place d'un niveau de sapropels

(S1 ; Rohling, 1994; Emeis et al., 2000). En Europe et sur le pourtour méditerranéen, cette période est marquée par l'extension maximale des forêts, à la fois vers le Nord (MacDonald et al., 2000) et en altitude (Tinner et al., 2005; Ortu et al., 2008; Combourieu-Nebout et al., 2009). Les températures et les précipitations annuelles sont légèrement supérieures à celles observées actuellement ($\approx 2^{\circ}\text{C}$ et 100 mm ; Magny et al., 2004; Zanchetta et al., 2007). L'optimum climatique est interrompu vers 8,2 ka par un refroidissement abrupt (Rasmussen et al., 2007 ; Clarke et al., 2004). Dans les Alpes, cet évènement est caractérisé par une diminution conjointe des températures (de 2°C) et des précipitations (de l'ordre de 150 mm ; von Grafenstein et al., 1999, Magny et al., 2004) accompagnée d'un recul du couvert forestier (Davis et al., 2007; Combourieu Nebout et al., 2009).

La disparition des calottes résiduelles sur le continent nord-américain est totale aux alentours de 6 ka (Ruddiman, 2001) et marque la fin de la remontée du niveau marin (Lambeck et Chappell, 2001).

Pendant la deuxième moitié de l'Holocène, après 6 ka, le climat se détériore progressivement (aridification et diminution des températures), jusqu'aux conditions climatiques actuelles (Wanner et al., 2008). Néanmoins, c'est à ce moment que la végétation méditerranéenne se développe (Combourieu Nebout et al., 1998). Parallèlement, le développement des pratiques agricoles et de la déforestation pratiquée par l'Homme débute dès 7-8 ka dans le Sud de l'Europe (Ruddiman, 2001), puis se généralisent dans toute l'Europe vers 5,5 ka. Ces pratiques se traduisent, dans les Alpes, par un recul du couvert forestier, une intensification de l'érosion des sols (Dotterweich, 2008; David, 2010; Arnaud et al., 2012) et l'apparition d'espèces végétales spécifiques à l'agriculture (Combourieu Nebout et al., 1999; Jacob et al., 2008; Ortu et al., 2008, David, 2010). Dans la partie occidentale des Alpes, l'impact des activités humaines sur l'érosion commence à être marqué dès 4,5 ka et s'intensifie vers 1,5 ka (David et al., 2010; Arnaud et al., 2012; Brisset et al., 2012). Dans le bassin versant du Var, la présence de l'Homme vers 4-5 ka est attestée par les gravures rupestres de la vallée des Merveilles.

B. Des variations climatiques rapides dans un monde glaciaire

La dernière période glaciaire est caractérisée par une grande instabilité climatique en comparaison d'une relative stabilité observée au cours de l'Holocène. Ces instabilités décrivent une cyclicité de l'ordre du millier d'années, trop courtes pour être expliquées par les seules variations des paramètres orbitaux. Aussi les qualifie-t-on de variations suborbitales ou millénaires (Heinrich, 1988; Dansgaard et al., 1992). Les variations millénaires du climat sont particulièrement fréquentes pendant le MIS 3, mais elles ponctuent également la dernière déglaciation (Terminaison 1).

L'océan occupe une place majeure dans le système climatique terrestre, en redistribuant une partie de l'énergie reçue par la terre aux basses latitudes vers les hautes latitudes. Bryden et Imakawi (2001) ont estimé que la moitié du flux latitudinal de chaleur, en moyenne annuelle, provient de l'océan. La circulation océanique, à l'échelle mondiale, est contrôlée par les gradients de densité entretenus entre les masses d'eau. Cette dernière est

appelée circulation thermohaline en raison du rôle que jouent la température et la salinité dans la densité de l'eau de mer. Son fonctionnement est analogue à celui d'un tapis roulant (*Conveyor Belt* ; Broecker, 1991 ; Figure 3.4) dont la formation d'eau profonde dans l'Atlantique Nord est le moteur. Les eaux chaudes et salées de surface circulent du Pacifique Nord à l'Atlantique Nord en passant par l'océan Indien. Au cours de leur trajet dans l'Atlantique Nord, elles sont refroidies et, en hiver, devenant plus denses que les eaux environnantes, elles plongent en profondeur, puis elles se dirigent vers le Sud formant une masse d'eau appelée *North Atlantic Deep Water* (NADW). Ce phénomène est appelé *Atlantic Meridional Overturning Cell* (AMOC).

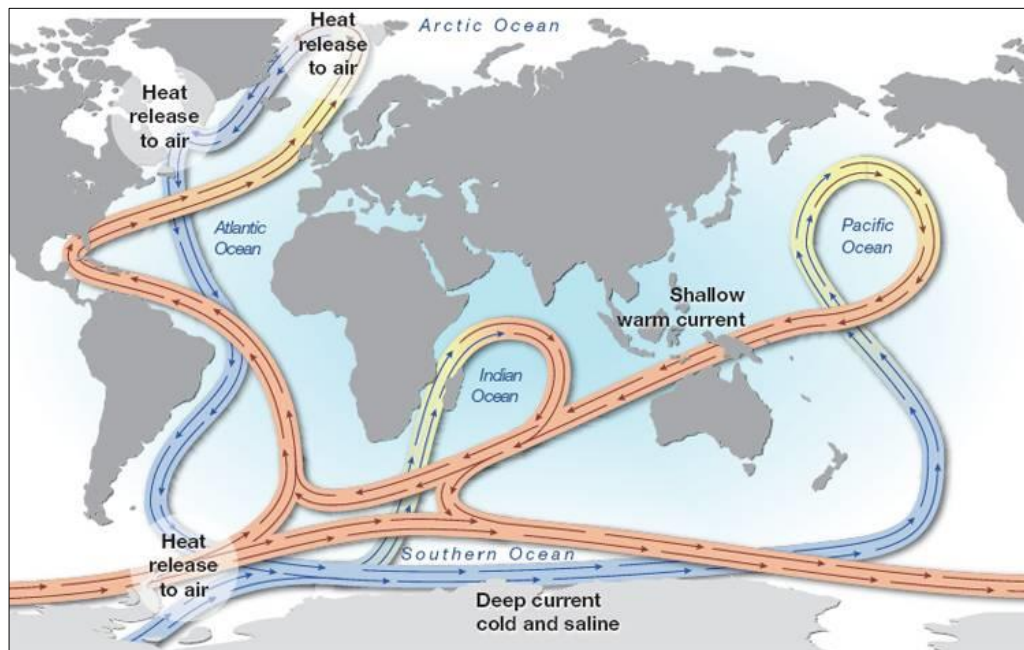


Figure 3.4 : Schéma général de la circulation thermohaline actuelle (d'après Broecker, 1991).

La circulation thermohaline, et plus particulièrement l'AMOC, joue donc un rôle majeur dans la redistribution latitudinale de la chaleur, en transportant les eaux chaudes de surface du Sud vers le Nord à travers l'Atlantique.

Il est largement admis que les instabilités de la circulation thermohaline ont joué un rôle majeur dans la variabilité climatique millénaire. Stommel (1961) a émis l'hypothèse que l'océan pouvait avoir plusieurs états d'équilibre lorsqu'il est soumis au même forçage externe. Plus récemment, plusieurs modélisations (Paillard et Labeyrie, 1994 ; Ganopolski et Rahmstorf, 2001) ont montré qu'une perturbation de l'hydrologie de surface de l'Atlantique Nord par un flux massif d'eau douce pouvait provoquer une réponse non linéaire de l'AMOC, avec des changements abrupts de grande amplitude dans le taux de convection et dans les températures atmosphériques autour de l'Atlantique Nord. Les taux de convection diminuent lorsque la salinité des eaux de surfaces diminue, et inversement, modulant ainsi les flux de chaleur inter-hémisphérique (Manabe et Stouffer, 1988). Ainsi, les changements dans l'intensité de l'AMOC affectent la température de surface de l'océan dans les deux hémisphères par un mécanisme de balance de phase opposée : la « *bipolar seesaw* ». Selon cette hypothèse proposée par Crowley (1992), puis reprise par Stocker (1998), lorsque

l'AMOC est vigoureuse, le flux de chaleur en direction du Nord s'intensifie, refroidissant l'océan Austral et réchauffant l'Atlantique Nord. A l'inverse, lorsque la formation d'eau profonde diminue ou s'arrête et que l'AMOC est plus faible, la réduction du flux de chaleur transportée vers le Nord entraîne un réchauffement de l'océan Austral, et un refroidissement de l'Atlantique Nord.

Au cours des périodes glaciaires, de grandes quantités d'eau douce sont stockées dans les calottes de glace qui entourent l'Atlantique Nord. Ce sont les interactions entre les calottes et l'hydrologie de surface qui semblent être à l'origine de l'instabilité de l'AMOC et du phénomène de *bipolar seesaw*. Les variations climatiques millénaires observées pendant la dernière période glaciaire et la Terminaison 1 répondent toutes à ce même phénomène, avec toutefois des événements déclencheurs pouvant être différents.

C. Les variations rapides du climat et de la remontée du niveau marin pendant la Terminaison 1

La Terminaison 1 correspond à la dernière transition glaciaire-interglaciaire. Elle comporte deux phases rapides de déglaciation : une première au Bølling-Allerød entre 14,7 et 12,7 ka, puis une seconde au début de l'Holocène, à partir de 11,7 ka. Chacune est précédée par une phase de refroidissement : l'Heinrich stadial 1 (entre ~18 et 14,7 ka) et le Dryas Récent (entre 12,7 et 11,7 ka) respectivement (Figure 3.1). Ces phases d'accélération et de ralentissement de la déglaciation correspondent à des variations climatiques millénaires et sont liées aux interactions entre l'eau de fonte des calottes et la circulation thermohaline (Fairbanks et al., 1989; Clark et al., 2009).

1. Le *Mystery interval* ou Heinrich stadial 1

La période du « *Mystery interval* », comprise entre ~18 et 14,7 ka, suit directement le Dernier Maximum Glaciaire et finit en laissant place au Bølling-Allerød. C'est une période charnière puisqu'elle correspond aux prémices de la transition glaciaire-interglaciaire. Toutefois l'intérêt porté à cet intervalle est plutôt récent comparé aux périodes suivantes. Elle a été nommée « *The Mystery interval* » par Denton et al. (2006) car les signaux climatiques globaux enregistrés durant cette période sont plutôt contradictoires. C'est durant cette période que l'insolation estivale dans l'hémisphère Nord augmente significativement (Alley et al., 2002; Shakun et al., 2012). La débâcle d'icebergs en provenance des calottes Laurentide et Fennoscandienne, caractéristique des événements Heinrich (Bond et al., 1992; Hemming, 2004), contribue à un apport massif d'eau douce dans l'Atlantique Nord qui provoque un ralentissement important de l'AMOC (McManus et al., 2004). Le transfert de chaleur depuis les basses latitudes jusque dans l'Atlantique Nord est alors fortement ralenti. En résulte l'installation, en périphérie de l'Atlantique Nord, de conditions climatiques extrêmement froides (Renssen et Isarin, 2001; Bard et al., 2000, Cacho et al., 2000; Denton et al., 2006). Le froid est plus particulièrement marqué en hiver (Renssen et Isarin, 2001; Combourieu-Nebout et al., 2009) lorsque la glace de mer se répand jusqu'aux moyennes latitudes dans l'Atlantique (probablement jusqu'à 48°N ; Renssen et Isarin, 2001). L'impact de cet événement se ressent dans tous l'hémisphère Nord jusqu'au niveau des tropiques (Brown et al., 2007), puisque

l'extension vers le Sud de la banquise force la zone de convergence intertropicale (ITCZ) à se maintenir dans sa position méridionale (Peterson et al., 2000; Lea et al., 2003), réduisant par ailleurs l'intensité de la mousson asiatique (Wang et al., 2001). Le niveau marin est bas entre -110 et -105m (d'après Yokoyama et al., 2000).

A l'inverse, c'est à cette époque que débute le réchauffement de l'Antarctique dû au phénomène de « *bipolar seesaw* » (Broecker, 1998; Stocker et Johnsen, 2003; Barker et al., 2009; Lamy et al., 2007), provoquant un dégazage de l'océan austral (Stephens et Keeling., 2000). L'augmentation du CO₂ atmosphérique démarre un peu plus de 1 000 ans après le ralentissement de l'AMOC et le début du réchauffement de l'Antarctique (Shakun et al., 2012). Il apparait donc que le ralentissement de l'AMOC au début de l'Heinrich stadial 1 ait été un événement déterminant dans l'initiation de la dernière Terminaison (Shakun et al., 2012). Les glaciers tempérés connaissent, dans les deux hémisphères, une phase de recul majeure dès 18-17,5 ka en réponse à l'élévation des températures estivales liée à l'augmentation de l'insolation et du CO₂ atmosphérique (Schaefer et al., 2006 ; Ivy-Ochs et al., 2004). Le *Mystery interval* se termine par un réchauffement abrupt suite à la reprise de l'AMOC qui conduit à l'installation des conditions climatiques du Bølling-Allerød.

2. Le Bølling-Allerød

Le Bølling-Allerød est la période comprise entre 14,7 et 12,7 ka. Son début est marqué par un réchauffement brutal et une accélération de la fonte des calottes qui engendre une montée rapide du niveau marin (*Meltwater Pulse 1A* - MWP-1A) d'environ 20 mètres en à peine 500 ans (entre 14,31 et 14,65 ka) soit environ 46 mm/an (Bard et al. 1990, 1996 ; Edwards et al., 1993; Cutler et al., 2003 ; Deschamps et al., 2012). A la fin du MWP-1A, le niveau marin est d'environ -85 m, puis sa remontée ralentit progressivement jusqu'à une dizaine de mm par an (Clark et al., 2009). A la fin du Bølling-Allerød, le niveau marin est d'environ -65 mètres.

En Europe et dans les Alpes, le climat devient à la fois plus chaud et plus humide (Atkinson et al., 1987; Morellón et al., 2009; Moreno et al., 2012; Vescovi et al., 2007). Au Sud de l'arc alpin, le boisement commence tôt, dès 17 ka à basse altitude (Finsinger et al., 2006; Monegato et al., 2007; Samartin et al., 2012), mais ce n'est qu'au moment du réchauffement du Bølling-Allerød que la forêt migre vers le Nord et colonise l'ensemble du continent européen en remplaçant les herbacées (Beaudouin et al., 2005, 2007; Vescovi et al., 2007; Finsinger et al., 2011). Dans les Alpes, l'altitude limite atteinte par la forêt (*tree line*) augmente de 800 à 1000 mètres en quelques siècles (Vescovi et al., 2007; Finsinger et al., 2011). Dans le sud des Alpes, les températures sont proches de celles observées actuellement, mais les précipitations sont inférieures de 100 à 200 mm (Ortu et al., 2008).

3. Le Dryas Récent

Le Dryas Récent (*Younger Dryas*) couvre la période entre 12,7 et 11,7 ka et correspond, à plusieurs égards, à une répétition du *Mystery interval*. L'évacuation de l'eau de fonte des calottes dans l'Atlantique Nord engendre, une nouvelle fois, un ralentissement important de l'AMOC et l'arrêt du transfert de chaleur vers l'Atlantique Nord (Leventer et al., 1982;

Broecker et al., 1989; Broecker, 2006). L'hypothèse avancée pour expliquer la rapidité de l'initiation du Dryas Récent est l'intervention de la vidange brutale d'un lac proglaciaire, situé en périphérie de la calotte Laurentide, directement dans le golfe du Mexique, là où le Gulf Stream se forme (Teller et al., 2002).

Autour de l'Atlantique Nord, le Dryas Récent est marqué par un retour à des conditions climatiques équivalentes à celles du LGM (Atkinson et al., 1987 ; von Grafenstein et al., 1999 ; Van Andel, 2002). Ce refroidissement est particulièrement bien mis en évidence dans les enregistrements polliniques en Europe et dans les Alpes par le déclin des forêts et le retour à une végétation dominée par les herbacées (Lotter, 1999; Ammann et al., 2000; Litt et al., 2001; Beaudouin et al., 2005, 2007; Finsinger et al., 2006 , 2011; Vescovi et al., 2007). Dans le sud des Alpes les températures moyennes et le cumul des précipitations sont respectivement estimées autour de 2°C et de 400 mm par an (Ortu et al., 2008).

4. Le Préboréal

La période du Préboréal couvre l'intervalle entre la fin du Dryas Récent et le début de l'Holocène de 11,7 à 10,7 ka. Elle est caractérisée par un réchauffement rapide (de l'ordre de 5 à 6°C en Europe ; Renssen et Isarin, 2001). C'est durant cette période que l'insolation est maximale dans l'hémisphère Nord. La fonte des calottes s'accélère (*Meltwater Pulse 1B* ; centré sur 11,3 ka ; Fairbanks et al., 1989, Bard et al., 1990, 2010), et entraîne un nouvel épisode de remontée rapide du niveau marin (d'environ 35 mm/an puis qui diminue à moins de 10 mm/an au début de l'Holocène), passant ainsi de -60 à -40 mètres.

En Europe, ces conditions climatiques plus favorables (Vescovi et al., 2007; Morellón et al., 2009; Moreno et al., 2012; Combourieu-Nebout et al., 2009) permettent une reprise du développement du couvert forestier en direction du Nord (Beaudouin et al., 2005). Dans les Alpes, le début du Préboréal est marqué par un brusque réchauffement de 4°C en quelques dizaines d'années (Ammann et al., 2000; Schwander et al., 2000; von Grafenstein et al., 2000). A basse altitude, la végétation répond très rapidement à ce réchauffement. De même, la colonisation des zones de hautes altitudes par le couvert forestier intervient en seulement quelques centaines d'années (Tinner et al., 2005; Vescovi et al., 2007).

Le réchauffement du Préboréal est interrompu par un refroidissement court (une centaine d'années), appelé oscillation du Préboréal (PBO, *Preboreal Oscillation*, Fisher et al., 2002), qui a lieu quelques décennies (environ 50 ans) après le début du Préboréal (Rasmussen et al., 2007).

D. Les cycles de Dansgaard-Oeschger et les événements de Heinrich

La première observation de la cyclicité climatique rapide a été faite dans les sédiments nord-atlantiques, lorsqu'une cyclicité dans les dépôts d'IRD (*Ice-rafted debris*) a été mise en évidence par Heinrich (1988). Ces niveaux sont au nombre de 6 durant la dernière période glaciaire. Ils correspondent à des débâcles d'icebergs de grande ampleur en périphérie des calottes de glace se produisant tous les 7 000 à 15 000 ans. Ces événements sont appelés événements de Heinrich (numérotés de 1 à 6 : H1 à H6) (Heinrich, 1988; Bond et al., 1992,

1993; Broecker, 1994, 2002; Bond et Lotti, 1995; Cortijo, 1995; Grousset et al., 1993, 2000, 2001). Le flux d'IRD est à peu près synchrone à travers le bassin Atlantique (Elliot et al., 2001). Durant les événements de Heinrich, la réduction de la taille de la calotte engendrée par la débâcle représenterait moins de 10% de celle observée entre les périodes glaciaires et interglaciaires (Chappell, 2002).

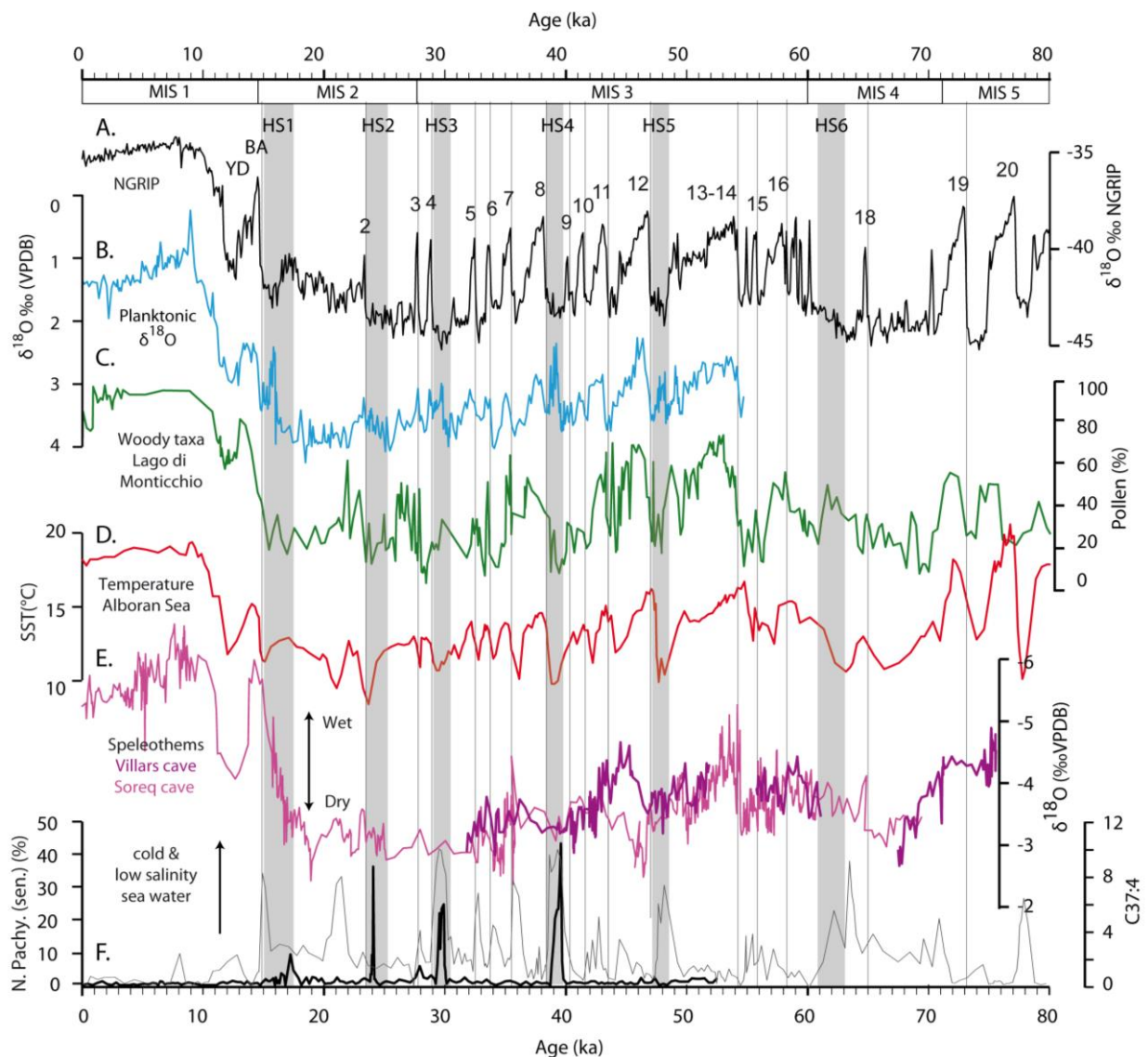
L'analyse de carottes de glace du Groenland, et plus particulièrement des variations du $\delta^{18}\text{O}$ de la glace, lequel constitue un indicateur de la température atmosphérique polaire, montre que les événements de Heinrich interviennent lors de périodes froides, appelées Heinrich stadials (Barker et al., 2009). Cette analyse a également permis de mettre en évidence des cyclicités climatiques de plus haute fréquence (environ 2 000 ans ; Dansgaard et al., 1992; Johnsen, 1992). Ces oscillations appelées cycles de Dansgaard-Oeschger se caractérisent par une brusque augmentation de la température polaire, d'environ 10°C, en quelques décennies, suivi d'un refroidissement graduel, pendant 1 000 à 2 000 ans (interstade) et enfin d'une phase froide durant quelques siècles (stade). La dernière période glaciaire (entre 15 et 80 ka) compte 20 cycles de Dansgaard-Oeschger, avec un maximum d'occurrences pendant le stade isotopique 3, phase particulièrement instable (16 cycles ont été identifiés entre 28 et 58 ka). Les cycles de Dansgaard-Oeschger sont regroupés (par 3 ou 4 entités) en six oscillations plus lentes (7 à 15 ka) appelées cycles de Bond. Chacune suit une tendance graduelle au refroidissement, passant par des stades et interstades de plus en plus froids, puis se terminant par un événement de Heinrich avant le retour d'un nouveau réchauffement qui, lui, est brutal (Bond et al., 1993).

1. Le climat des cycles de Dansgaard-Oeschger et des événements de Heinrich

La variabilité climatique rapide enregistrée dans les glaces du Groenland est particulièrement bien exprimée dans les sédiments marins de l'Atlantique Nord (Voelker et Abreu, 2011), mais elle se détecte également dans des dépôts continentaux et marins variés jusqu'aux basses latitudes de l'hémisphère Nord (Broecker et Denton, 1989; Grimm et al., 1993; Cacho et al., 1999; Wang et al., 2001; Genty et al., 2003; Burns et al., 2003), témoignant que tout le système climatique est affecté. La zone de convergence intertropicale (ITCZ) (Peterson et al., 2001) et le front polaire (Cortijo, 1997; Chapman et al., 1998; van Krevelt, 2000; Calvo et al., 2001) migrent vers le Sud lors de chaque stade froid puis vers le Nord durant les interstades chauds modifiant ainsi les champs de vent des moussons (Leuschner et Sirocko, 2000 ; Dannenmann et al., 2002 ; Stott et al., 2002 ; Lévi, 2003) et des westerlies (Rohling et al., 1998; Cacho et al., 1999, 2000). D'autre part, les périodes froides des stades et des Heinrich stadials sont caractérisées par des conditions plus arides comme en témoignent les enregistrements polliniques, notamment en Europe (Reille et de Beaulieu, 1995 ; Fletcher et al., 2010), ainsi que l'augmentation des apports éoliens en provenance des domaines désertiques de Chine (Biscaye et al., 1997) et d'Afrique (Grousset et al., 1998).

Dans le sud de l'Europe, le climat fluctue entre des périodes relativement chaudes et humides, correspondant aux interstades, et des périodes froides et arides, correspondant aux stades et aux Heinrich stadials (Figure 3.5). La reconstitution des températures marines de surface (SST) montre un écart de 2 à 5°C entre ces périodes ; et que les températures

observées pendant les Heinrich stadials sont plus basses que lors des stades (Cacho et al., 1999; Martrat et al., 2004). La végétation est dominée par des plantes herbacées pendant les stades et les Heinrich stadials, alors que les arbres prédominent pendant les interstades (Allen et al., 1999; Fletcher et al., 2010 ; Figure 3.5.c). De même, l'aridification au cours des épisodes froids est marquée par le développement des taxons semi-désertiques, particulièrement net pendant les Heinrich stadials (Combourieu Nebout et al., 2002 ; Fletcher et Sánchez-Goñi, 2008). Le déficit hydrique est encore plus accentué en hiver, dû à la persistance d'une cellule anticyclonique au-dessus du sud de l'Europe (Combourieu Nebout et al., 2002).



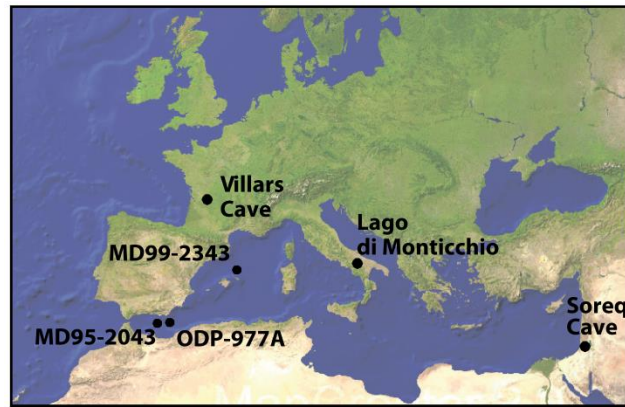


Figure 3.5 : Compilation de divers indicateurs climatiques mesurés depuis la dernière période glaciaire dans le sud de l'Europe et en Méditerranée (B., C., D., E., F.), corrélation avec la courbe de référence de Ngrip (A.) et carte de localisation des sites d'étude. A. $\delta^{18}\text{O}$ de la glace au Groenland (NGRIP échelle de temps GICC05 ; NGRIP-members, 2004; Rasmussen et al. 2006; Svensson et al., 2008); B. $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques *G.Bulloides* (MD99-2343 ;Frigola et al., 2007 ; modèle d'âge recalibré par rapport à la chronologie GICC05) ; C. Concentration en CO_2 atmosphérique, Dôme C (0-20 ka ;Monnin et al., 2001), Byrd Ice Core (20-80 ka ; Ahn et Brook. 2008); C. Proportion de pollens issus d'arbres, Lago grande di Monticchio (Allen et al., 1999 ; modèle d'âge recalibré par rapport à la chronologie GICC05) ; D. Températures marines de surface (SST) ODP 977A, (Martra et al., 2004), et MD95-2043, (Cacho et al., 1999); E. $\delta^{18}\text{O}$ mesuré dans les spéléothèmes de la grotte de Villars (Genty et al., 2003) et de Soreq (Bar-Matthews et al., 2009), un appauvrissement en ^{18}O indique des conditions plus humides ; F. Proportion relative de heptatriatetraenone dans les alkenones (CS37 :4 ; courbe grise ; ODP 977A, Martra et al., 2004 et MD95-2043, Cacho et al., 1999) et pourcentage de *N. Pachyderma* (senestre) (courbe noire ; MD99-2343, Frigola et al., 2008), ces marqueurs sont des indicateurs d'eaux froides et/ou peu salées. HS :Heinrich stadial ; MIS :Marine Isotopic Stage ; les interstades des cycles de Dansgaard-Oeschger sont notés de 2 à 19 ; YD :Dryas Récent (Younger Dryas) ;BA :Bølling-Allerød

2. Mécanismes à l'origine des cycles de Dansgaard-Oeschger et des cycles de Bond

Les variations du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer, et de l'abondance des espèces polaires et subpolaires de foraminifères planctoniques, transcrivent des perturbations considérables qu'ont exercé les événements de Heinrich sur l'hydrologie de surface de l'océan Atlantique Nord, en y provoquant notamment une baisse des températures de 2 à 6 °C et de la salinité de 1 à 3‰ (Bond et al., 1992; Labeyrie et al., 1995; Cortijo, 1997; Elliot, 1999). Cette désalinisation des eaux de surface dans l'Atlantique Nord est accompagnée d'une réduction de la convection hivernale enregistrée par les variations de $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques, lesquelles tracent une baisse concomitante de la ventilation des eaux profondes (Vidal et al., 1997; Zahn et al., 1997; Shackleton et al., 2000; Elliot et al., 2002). L'ensemble de ces paramètres montre que, pendant les événements de Heinrich, l'important apport d'eau douce dans l'Atlantique Nord entraîne un arrêt de l'AMOC (Rahmstorf, 1994; Manabe et Stouffer, 1995). Dans une moindre mesure, les stades sont eux aussi accompagnés par une diminution à la fois de la température, de la salinité et de la convection des eaux profondes dans l'Atlantique Nord, témoignant d'une augmentation des apports d'eau de fonte et du ralentissement de l'AMOC (Rasmussen et Thomsen, 2004, 2013). Le climat froid qui s'installe sur l'Europe pendant les stades et les Heinrich stadials favorise les échanges hydrologiques entre l'Atlantique et la Méditerranée (Cacho et al., 1999; Cacho et al., 2000;

Voelker et al., 2006). Les eaux de fontes pénétrant alors par le détroit de Gibraltar provoquent également des perturbations dans l'hydrologie des eaux de surface de la Méditerranée occidentale (Figure 3.5.f), qui se traduisent notamment, pendant les événements de Heinrich, par une diminution du $\delta^{18}\text{O}$ de ces eaux de surface (Figure 3.5.b).

Le modèle proposé pour expliquer l'existence des cycles de Dansgaard-Oeschger est celui de l'oscillateur salin (*salt oscillator* ; Broecker et al., 1990, 1994; Schmidt et al., 2006). Lorsque l'AMOC est active (interstades), l'océan libère de grandes quantités de chaleur dans l'atmosphère et aide ainsi à la fonte des calottes de glace voisines. Cette fonte augmente graduellement la quantité d'eau douce apportée dans l'océan, réduisant la salinité des eaux de surface et leur densité. L'AMOC ralentit (stades), limitant les flux d'eau et de chaleur vers le Nord. L'augmentation, à nouveau, de la salinité des eaux de surface, en vient à renforcer l'AMOC, ce qui met fin au stade, complétant ainsi un cycle complet d'oscillation saline « *salt oscillation* ». Cette augmentation de la salinité semble se produire à la fois en périphérie de la calotte (Broecker et al., 1990, 1994) et au niveau de la Gyre subtropicale de l'Atlantique Nord (Schmidt et al., 2006).

Les mécanismes à l'origine des événements de Heinrich et de leurs cyclicités associées, les cycles de Bond semblent plus complexes, notamment, l'océan Austral semble jouer un rôle prépondérant par les rétractions qu'ils exercent sur le CO_2 (Clark et al. 2007; Alvarez-Solas et al., 2011). Les cycles de Bond correspondraient à un ralentissement progressif de l'AMOC, entretenu par la libération de CO_2 dans l'atmosphère, lors du réchauffement de l'océan Austral par le phénomène de *bipolar seesaw*, lequel accélère la fonte des calottes et réduit d'autant l'AMOC, jusqu'à son arrêt. La débâcle glaciaire dans l'Atlantique Nord typique des événements de Heinrich serait alors déclenchée, peu après, par un réchauffement des eaux de surface en périphérie des calottes (Alvarez-Solas et al., 2010; Marcott et al., 2011), prolongeant ainsi l'arrêt de l'AMOC. Le réamorçages de l'AMOC à la fin des événements de Heinrich semble être favorisé par à l'action progressive d'un réchauffement des eaux de sub-surface dans l'Atlantique Nord (Rasmussen et Thomsen, 2004), d'une augmentation de la salinité des eaux au niveau de la Gyre subtropicale de l'Atlantique Nord (Schmidt et al., 2006) et d'un réchauffement de l'Océan Austral (Broecker, 1998).

E. Evolution des glaciers au cours du dernier cycle glaciaire

L'évolution des glaciers alpins peut être reconstituée grâce aux traces laissées par ces derniers (moraines, surface d'érosion...). A l'échelle de l'arc alpin, les phases d'avancée et de recul, synchrones d'une vallée à l'autre, peuvent être corrélées. Les corrélations se basent sur la reconstitution de l'altitude de la limite d'équilibre des glaciers (L'ELA⁴ ; Figure 3.6) et

⁴ ELA : Equilibrium-Line Altitude correspond à l'altitude moyenne à laquelle les taux d'accumulation et d'ablation du glacier sont égaux à l'échelle d'une année. Elle sépare la zone où l'accumulation domine (au-dessus de l'ELA) de celle où au contraire l'ablation domine (en dessous de l'ELA). L'altitude absolue de cette ligne est difficilement traçable pour les anciennes glaciations, car aucun marqueur ne permet de l'identifier précisément ; c'est pourquoi elle est généralement exprimée relativement à l'altitude de l'ELA du petit âge glaciaire (*Little Ice Age* ; LIA), spécifique de chaque vallée, et obtenue par comparaison de l'altitude des moraines.

d'après les contraintes chronologiques relatives ou absolues lorsque que celles-ci proviennent de datations (^{14}C , ^{10}Be ... ; Figure 3.7). Une compilation des datations obtenues pour les phases d'avancée et de recul des glaciers alpins, est présentée dans la Figure 3.8.

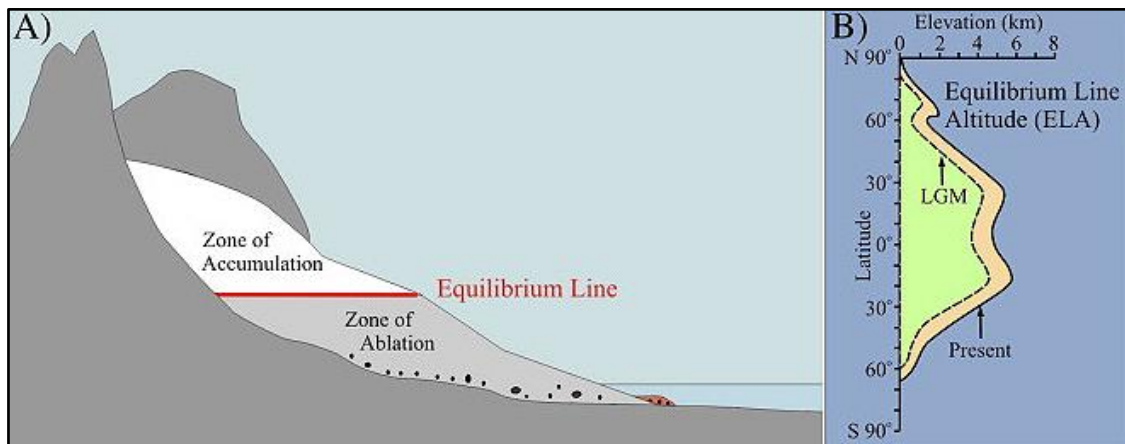


Figure 3.6 : Schéma illustrant la position de l'altitude de la limite d'équilibre des glaciers (Equilibrium-Line Altitude ;ELA). L'ELA est la limite qui sépare la zone où l'accumulation domine (au-dessus) de celle où au contraire l'ablation domine (en-dessous) ; B. position de la ELA actuelle et au DMG (LGM) ; (d'après Isbell et al., 2012).

1. Evolution des glaciers alpins du MIS4 au MIS2

Lors de la dernière période glaciaire (appelée glaciation du Würm dans les Alpes), les glaciers alpins ont connu deux phases d'avancée majeures, la première durant le MIS4, et la seconde, la plus importante, pendant le MIS2 (et en particulier durant le DMG ; Figure 3.7). La taille atteinte par les glaciers pendant le MIS4 est mal connue. Aucune trace de cette phase n'a été retrouvée dans l'Est des Alpes (van Husen, 2000; Reitner, 2005). En revanche, la présence à l'Ouest de glaciers à basse altitude au moment du MIS4 est largement admise (Welten, 1982; Frenzel, 1991; Schlüchter, 1991; Keller et Krayss, 1998), bien qu'il existe peu de datation directe (Preusser et al., 2007; Link et Preusser, 2006). Durant la phase du MIS3, les glaciers sont absents des principales vallées alpines (Schlüchter et al., 1987; Preusser et al., 2003; Ivy-Ochs et al., 2008). La phase d'avancée du Würm supérieur (MIS2) débute autour de 30 ka (Schlüchter et al., 1987; Schoeneich, 1998; Jorda et al., 2000; Preusser, 2004; Monegato et al., 2007). Dans la vallée du Rhône, l'analyse de deux défenses de mammoth trouvées dans des dépôts fluvioglaciaires a permis de situer le début de la phase d'avancée du glacier du Rhône entre 30,2 et 28,5 ka (Schreiner, 1992; Schlüchter, 2004 ; Figure 3.8.a).

Rapidement, les Alpes sont recouvertes par un dôme de glace (calotte alpine). Les glaciers se répandent jusqu'au piedmont où ils forment de grands lobes, dont ceux, au sud de l'arc alpin sur le Piedmont italien, s'avèrent particulièrement développés. L'ELA est alors de -1200 à -1500 m par rapport à l'ELA du petit âge glaciaire (appelé communément LIA, *Little Ice Age*, 18^{ème} siècle ; Haeberli, 1991; van Husen, 1977, 1997; Keller et Krayss, 2005).

D'un point de vue climatique, il semble que l'avancée des glaciers au moment du LGM soit liée à la fois au refroidissement à long terme qui marque la transition entre le MIS 3 et le MIS 2 et aux oscillations climatiques de Dansgaard-Oeschger. En effet, l'avancée des glaciers

débutent au moment même où des conditions plus humides s'installent avec le commencement de l'Interstade 4 (Florineth et Schlüchter, 2000 ; Vescovi et al., 2007; Spötl et al., 2013). Selon certaines études, la partie Sud des Alpes a pu connaître deux phases distinctes d'extension maximale des glaciers : une première, précoce vers 26-24 ka, entre l'Interstade 3 et l'événement Heinrich 2, et une seconde vers 22-21 ka (synchrone à celle observée plus au Nord), juste après l'Interstade 2 (Jorda et al., 2000 ; Monegato et al., 2007). Ces deux phases sont aussi décrites en Espagne (Dominguez-Villar et al., 2013). Un tel schéma serait lié à la répartition des précipitations à l'échelle de l'Europe, où intervient notamment la migration du régime des vents au cours de cycles de Dansgaard-Oeschger (Florineth et Schlüchter, 2000; Kelly et al., 2004; Monegato et al., 2007; Kuhlemann et al., 2009; Dominguez-Villar et al., 2013). En effet, au moment des interstades (2, 3 et 4), le trajet des tempêtes se déplaçant vers le Sud, sur la Méditerranée, les flux de masse d'air en provenance du Sud s'intensifient, augmentant les précipitations orographiques sur le Sud des Alpes (Florineth et Schlüchter, 2000; Monegato et al., 2007)

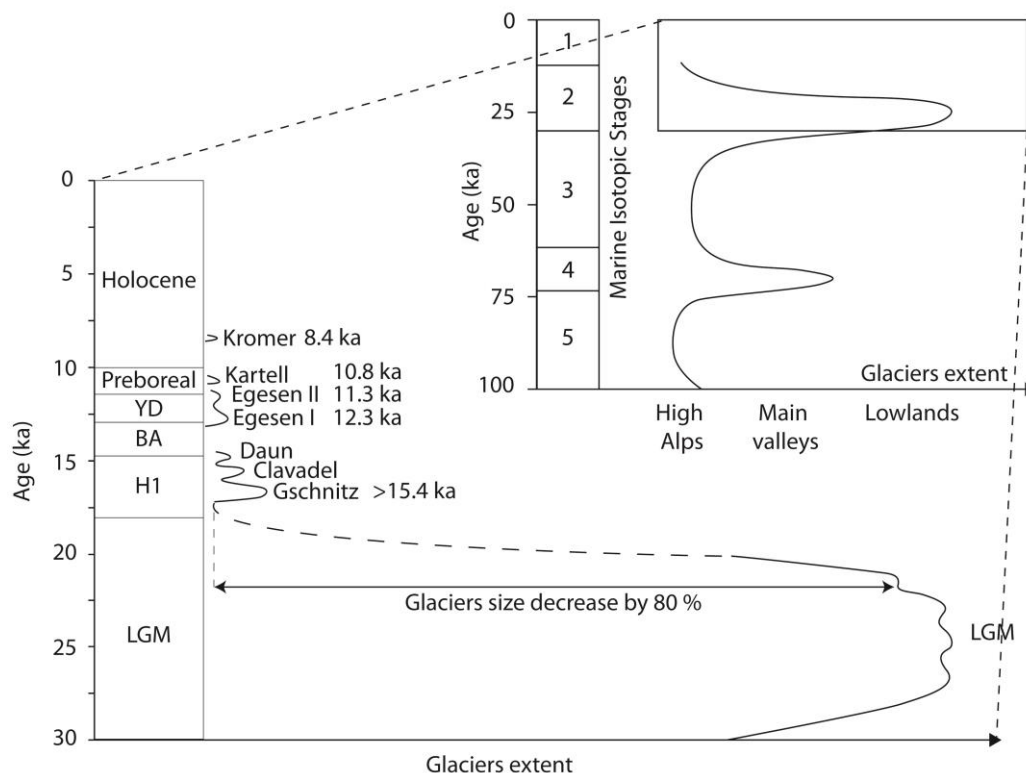


Figure 3.7 : Evolution (sans dimension) de l'extension des glaciers alpins au cours du dernier cycle glaciaire (d'après Ivy-Ochs et al., 2006a et 2008)

Le recul des glaciers après le LGM est rapide. Les glaciers commencent à abandonner leur position entre 21 et 20 ka et se seront entièrement retirés des basses vallées avant 17 ka (Ivy-Ochs et al., 2004, 2008 ; Figure 3.8.b). A la fin de cette période, les glaciers alpins ont perdu 80 à 90% de leur volume et l'ELA est remontée d'au moins 500 m (Ivy-Ochs et al., 2008). Les processus à l'origine de ce retrait rapide tiennent aux conditions climatiques qui règnent au moment de l'Heinrich 1 (*Mystery interval*) à l'échelle mondiale, à savoir : une augmentation des températures estivales liée à l'augmentation du CO₂ atmosphérique vers

17,5 ka, accélérant la fonte des glaciers dans les deux hémisphères (Schaefer et al., 2006). Par ailleurs, l'aridité importante observée au même moment en Europe (Combourieu-Nebout et al., 2002, 2009), et particulièrement bien marquée en hiver, a pu constituer un facteur supplémentaire au retrait des glaciers alpins en empêchant la reconstitution des stocks de glace en hiver. Il a été récemment mis en évidence qu'une augmentation des températures dans l'hémisphère Nord a démarré dès 21,5 ka, vraisemblablement en raison de l'augmentation de l'insolation estivale (Shakun et al., 2012) ; celle-ci pourrait donc être à l'origine du retrait des glacier dès 21-20ka, qui s'accélère par la suite, lorsque le CO₂ atmosphérique augmente.

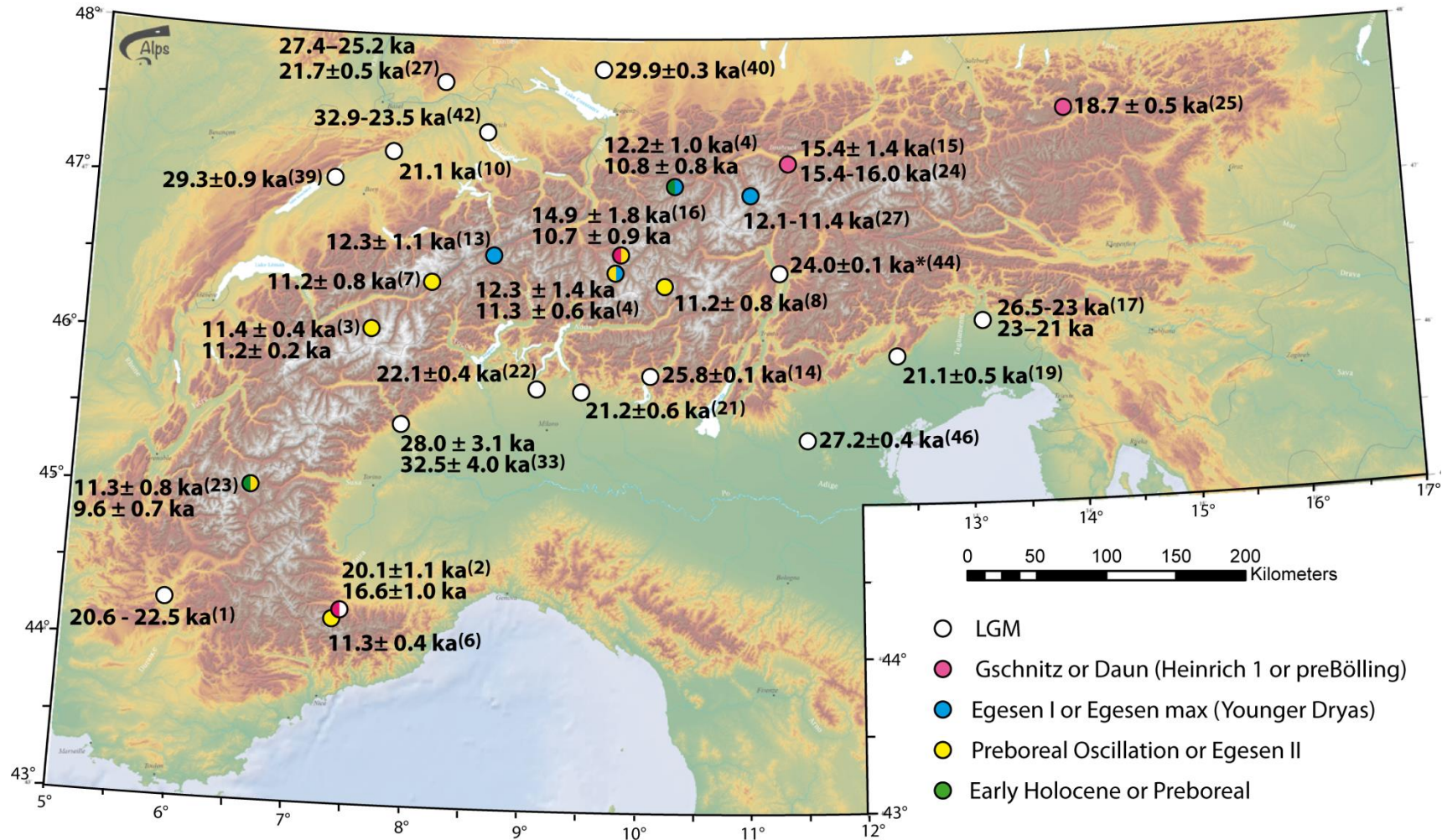
2. Evolution des glaciers alpins au Tardiglaciaire et à l'Holocène

Après leur régression rapide à la fin du LGM, les glaciers connaissent plusieurs phases d'avancée et de recul qui sont corrélées aux oscillations climatiques de la Terminaison 1 (Figure 3.7; Figure 3.8).

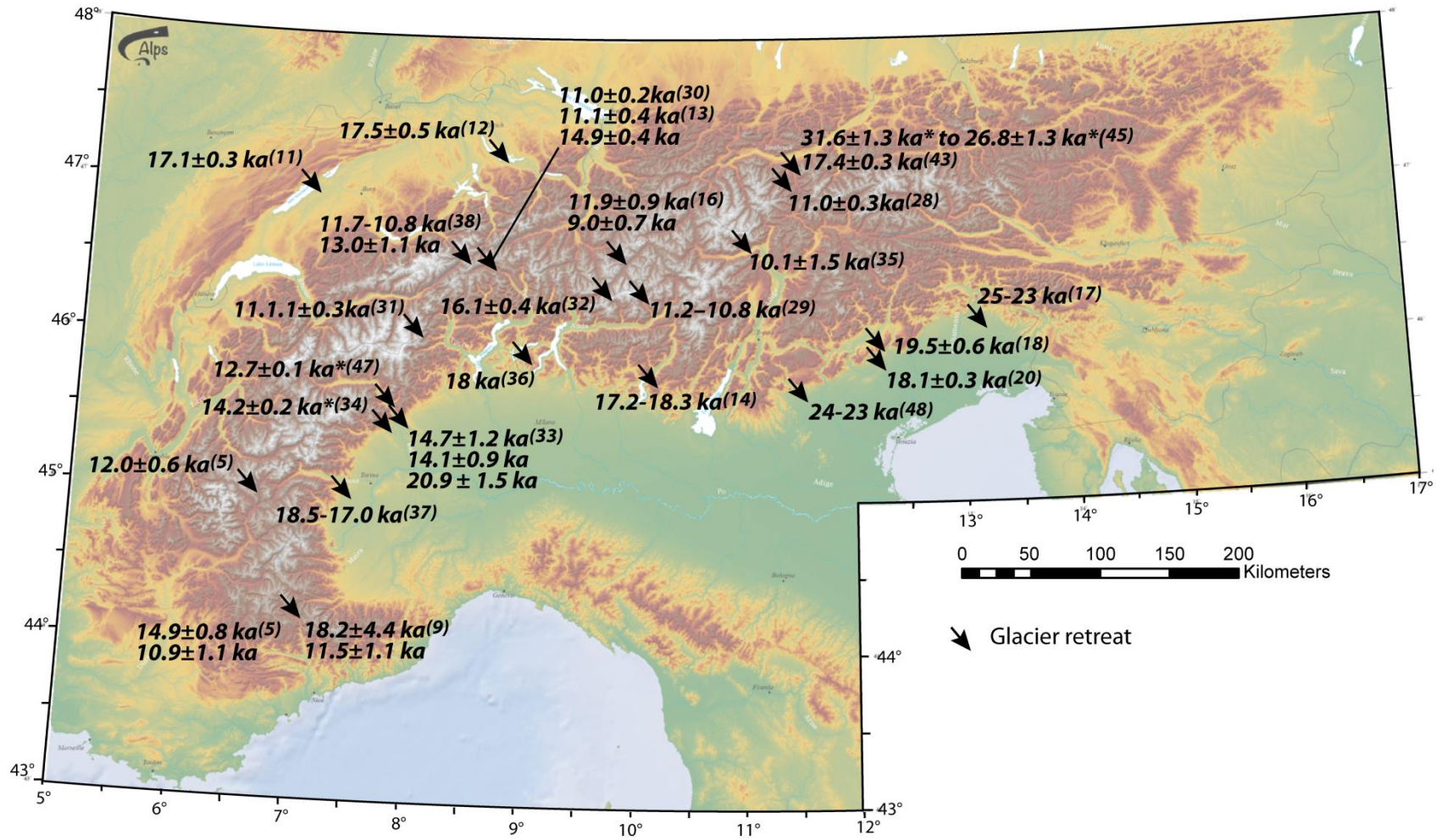
La première ré-avancée, appelée stade de Gschnitz (Figure 3.7; Figure 3.8.a.), a lieu vers la fin de l'Heinrich stadial 1, entre 15,9 et 15,4 ka. L'ELA pendant ce stade est d'environ -800 m par rapport à l'ELA du LIA (Ivy-Ochs et al., 2006b, 2008). Entre le stade de Gschnitz et le début du Bølling-Allerød, il est communément admis (bien que peu d'observations et de contraintes chronologiques ne l'étayent) l'existence de deux phases d'avancée (Figure 3.7; Figure 3.8.a). La première est le stade de Clavadel, l'ELA étant alors d'environ -400 à -500 m par rapport à celle du LIA (Ivy-Ochs et al., 2006a, 2008) ; la seconde correspond au stade de Daun, mais ne constitue probablement qu'une phase secondaire du stade de Clavadel. Le réchauffement climatique qui marque l'entrée dans le Bølling-Allerød, vers 14,7 ka, met fin à cette série de ré-avancées des glaciers (Figure 3.7).

Ce n'est qu'au moment du refroidissement du Dryas Récent, que les glaciers ré-avancent au-delà de la limite du LIA. Cette phase correspond au stade de Egesen, qui est probablement le stade tardiglaciaire ayant laissé le plus grand nombre de traces à travers les Alpes (Kerschner et al., 2000; Figure 3.8.a). L'altitude de l'ELA est alors d'environ -200 m par rapport à l'ELA du LIA (Ivy-Ochs et al., 2006a, 2008). Le stade de Egesen comporte lui aussi deux phases : une phase d'extension maximale, au début du Dryas Récent vers 12,3 ka (Egesen I), et une autre vers 11,3 ka (Egesen II), c'est-à-dire au début de la période du Préboréal (Ivy-Ochs et al., 2006a ; Figure 3.7).

Une nouvelle phase de ré-avancée intervient peu de temps après le stade de Egesen ; il s'agit du stade de Kartell, daté vers 10,8 ka, l'altitude de l'ELA étant alors d'environ -120 m par rapport à l'ELA du LIA (Ivy-Ochs et al., 2006a, 2008 ; Figure 3.7; Figure 3.8.a). Cette phase est interprétée comme la réaction des glaciers au refroidissement de l'oscillation du Préboréal (Schimmelpfennig et al. 2012). Enfin, au cours de l'Holocène, l'extension maximale des glaciers (Stade de Kromer) est observée au moment du refroidissement abrupt à 8,2 ka, (Nicolussi et Schlüchter 2012 ; Figure 3.7; Figure 3.8.a).



A.



B.

Figure 3.8 : Synthèse bibliographique des datations obtenues pour les phases d'avancée (A.) et de recul des glaciers (B.). (1) Jorda et al., 2000 ; (2) Federici et al., 2011 ; (3) Schimmelpfennig et al., 2012 ; (4) Ivy-Ochs et al., 2006a ; (5) Darnault et al., 2011 ; (6) Federici et al., 2008 ; (7) Kelly et al., 2004 ; (8) Hormes et al., 2008 ; (9) Bigot-Cormier et al., 2005 ; (10) Ivy-Ochs et al., 2004 ; (11) Hadorn et al., 2002 ; (12) Lister et al., 1988 ; (13) Hippe et al., 2013 ; (14) Ravazzi et al., 2012 ; (15) Ivy-Ochs et al., 2006b ; (16) Böhlert et al., 2011 ; (17) Monegato et al., 2007 ; (18) Pellegrini et al., 2005 ; (19) Bondesan et al., 2002 ; (20) Casadoro et al., 1976 ; (21) Orombelli, 1974 ; (22) Bini, 1997 ; (23) Cossart et al., 2012 ; (24) Patzelt, 1995 ; (25) van Hussen, 1977, 1997 ; (26) Habbe et al., 1996 ; (27) Ivy-Ochs et al., 2008 ; (28) Kerschner, 1978, Weirich et Bortenschlager, 1980 ; (29) Beeler, 1977 ; (30) Renner, 1982 ; (31) Bircher, 1982 ; (32) Studer, 2005 ; (33) Gianotti et al., 2008 ; (34) Schneider, 1978 ; (35) Orombelli, 1998 ; (36) Tinner et al., 1999 ; (37) Vescovi et al., 2007 (38) Kelly et al., 2006 ; (39) Schlüchter, 2004 (40) Schreiner, 1992 ; (41) Ivy-Ochs et al., 2008 ; (42) Schlüchter et Röthlisberger, 1995 ; (43) Bortenschlager, 1984 ; (44) Fliri, 1989 ; (45) Fliri, 1973 ; (46) Pini et al., 2010 ; (47) Brugiapaglia, 2001 ; (48) Rossato et al., 2013.

3. Les glaciers dans le bassin versant du Var

Dans le bassin versant du Var, les glaciers sont actuellement absents. Au cours du DMG en revanche, trois glaciers occupaient les vallées de la Vésubie, de la Tinée et la haute vallée du Var (Figure 3.9 ; Julian, 1977 ; Soutadé et al., 1987; Buoncristiani et Campy 2004). Ils couvraient alors près de 17% de l'aire de drainage (Jorry et al., 2011). Contrairement à la majorité des glaciers alpins, ceux de la Vésubie et de la Tinée n'étaient pas connectés aux grands glaciers nord-alpins.

Il existe peu d'informations sur l'histoire de ces glaciers. Néanmoins, une datation ^{10}Be à $18,2 \pm 4,3$ ^{10}Be ka, obtenue sur la vallée de la Tinée (1600m ; Bigot-Cormier et al., 2005), met en évidence une phase importante de recul de ces glaciers juste après le DMG. Deux nouvelles phases tardiglaciaires d'avancée des glaciers sont identifiées : la première juste avant le Bølling-Allerød, la seconde au début de l'Holocène (Julian 1980 ; Bigot-Cormier et al., 2005). En outre, quatre datations ^{10}Be , obtenues sur des surfaces polies dans la vallée de la Tinée, (Bigot-Cormier et al., 2005; Darnault et al., 2012) indiquent plusieurs phases de régression : au début du Bølling-Allerød ($14,9 \pm 0,8$ ^{10}Be ka), au Préboréal ($10,9 \pm 1,1$ ^{10}Be ka et $11,5 \pm 1,1$ ^{10}Be ka) et au début de l'Holocène ($8,4 \pm 0,9$ ^{10}Be ka). Ces datations tendent à confirmer que les glaciers du bassin versant du Var ont pu connaître une histoire similaire à celle observée à travers l'ensemble de l'arc Alpin (Darnault et al., 2012 ; Figure 3.8).

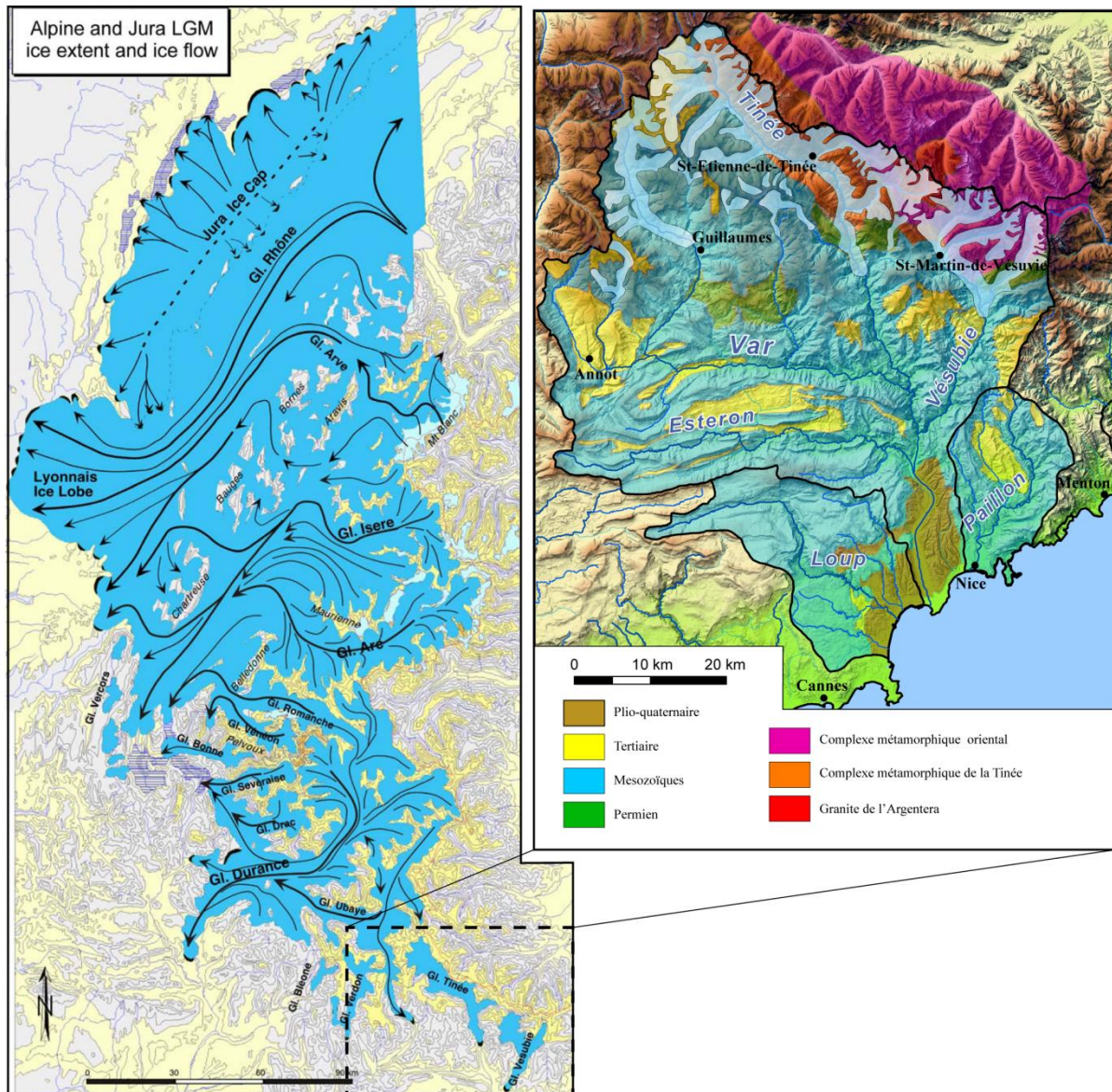


Figure 3.9 : A gauche : carte de l'extension des glaciers alpins sur le versant ouest des Alpes occidentales au moment du Dernier Maximum Glaciaire, (d'après Buoncristiani et Campy 2004). A droite : zoom sur les glaciers du bassin versant du Var (d'après Soutadé et al., 1987 et Julian, 1977). Les glaciers de la Tinée et de la Vésubie occupaient la position la plus septentrionale et n'étaient pas en relation avec d'autres glaciers ; par contre, le glacier de la haute vallée du Var était certainement connecté par le nord, au glacier de l'Ubaye.

Chapitre 4 : Matériel et méthodes

A. Matériel

1. Les carottes sédimentaires

Quatre carottes de sédiment prélevées dans la Ride Sédimentaire du Var font l'objet de diverses analyses dans le cadre de ce travail (Table 4-1). Trois carottes sédimentaires, d'une vingtaine de mètres de longueur, ont été prélevées en 2008, lors de la campagne d'essais de carottage ESSDIV à bord du N/O *Pourquoi Pas ?*. Deux d'entre elles (ESSK08-CS05 et ESSK08-CS01) se situent sur la crête de la Ride, et la troisième (ESSK08-CS13) sur le flanc sud de la Ride (Figure 4.1). En complément, une quatrième carotte, plus courte (environ 8 mètres), prélevée en 1993 lors de la mission NICASAR à bord du N/O *Le Suroît*, a été exploitée pour obtenir un véritable profil le long de la Ride. Ces carottes sont stockées sur le site de l'IFREMER à Brest. La hauteur de la Ride (par rapport au chenal) au niveau des carottes varie entre 350 m (ESSK08-CS05) et 130 m (ESSK08-CS01).

Carotte	latitude	longitude	Profondeur (m)	Longueur (cm)	Hauteur de la Ride (m)
ESSK08-CS01	N43°23.024'	E07°44.181'	2146	2212	≈ 130
ESSK08-CS05	N43°23.60'	E007°25.190'	1694	1910	≈ 350
ESSK08-CS13	N43°23.022'	E07° 47.817'	2473	2253	
KNI22	N43°21.75'	E07° 32.63'	1900	849	≈ 260

Table 4-1: Liste des carottes sédimentaires étudiées, leur localisation est figurée dans la Figure 4.1

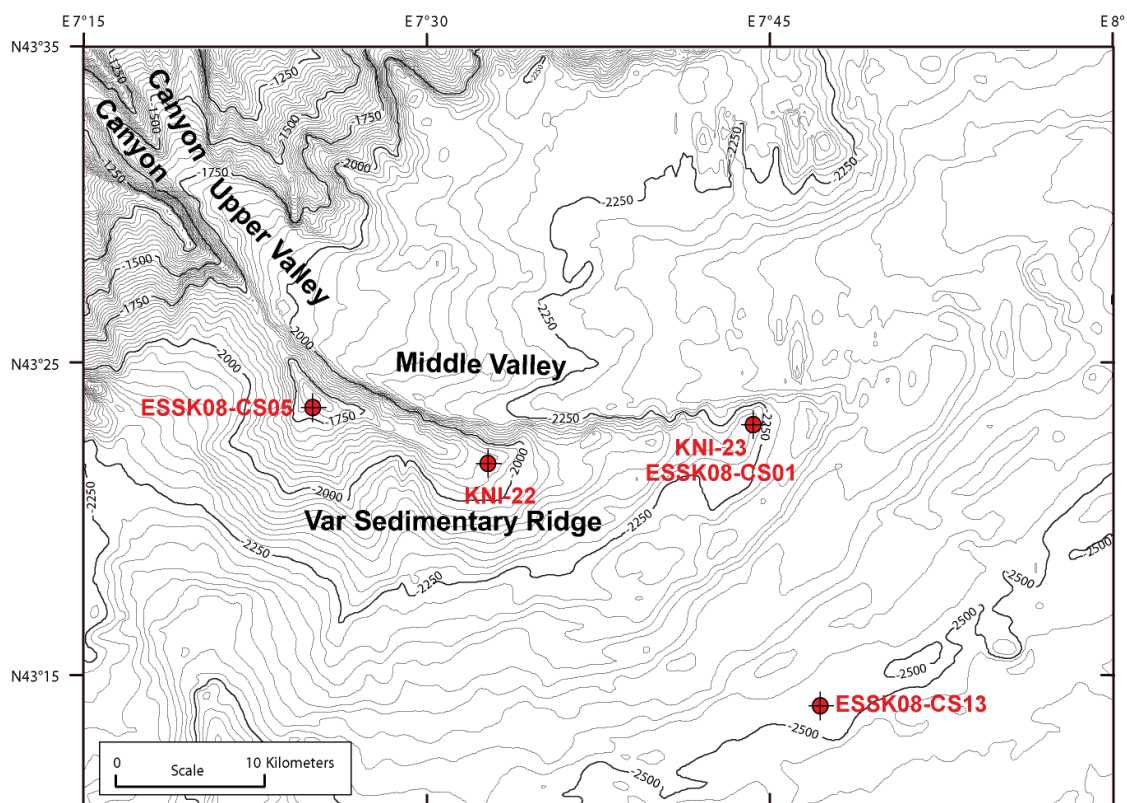


Figure 4.1 : Localisation des carottes sédimentaires sur la Ride Sédimentaire du Var (Var Sedimentary Ridge), les courbes de niveau sont espacées de 25 m (d'après Jorry et al., 2011).

2. Les sédiments fluviaux

Des sédiments fluviaux ont été prélevés dans le lit du Var et de ses affluents, ainsi que dans trois fleuves voisins (le Loup, le Paillon et la Roya) au cours de deux campagnes de terrain qui se sont déroulées en juin 2011 et en septembre 2012. Les points de prélèvement ont été définis sur la base des cartes géologiques et à partir de l'hétérogénéité lithologique de chaque sous-bassin. Des échantillons ont également été prélevés en amont et en aval des principales confluences. Des sédiments ont été prélevés au niveau de l'embouchure par 3 fois (en juin 2011, en février 2012 et en septembre 2012). La localisation des sites d'échantillonnage (source GPS ; Table 4-2) est représentée dans la Figure 4.2. Les dépôts de sédiments fins (silt et argile) sont peu abondants dans le lit et aux abords des rivières, particulièrement dans les parties amont et torrentielles des cours d'eau. Les sédiments fins sont extraits par tamisage (125 μm) sur place de quantités importantes de sédiments dans un même volume d'eau (Figure 4.3). Les prélèvements de sédiments fins ont été complétés par des prélèvements de sables. Des lames minces ont ensuite été réalisées dans ces sables après induration par de la résine époxy au laboratoire EPOC (Bordeaux).

Sous bassin	ID	Cours d'eau	Longitude	Latitude	Date d'échantillonnage
Esteron	BV-EST-01	ESTERON	7.18433	43.82372	11/06/2011
	BV-EST-02	ESTERON	7.00585	43.8728	11/06/2011
	BV-EST-03	ESTERON	7.00653	43.87228	11/06/2011
	BV-EST-04	ESTERON	6.93178	43.85345	11/06/2011
	BV-EST-05	ESTERON	6.73097	43.8488	17/09/2012
	BV-RIO-01	RIOLAN	6.9502	43.867	11/06/2011
	BV-RIOU-01	RIOU	7.01035	43.87467	11/06/2011
Tinée	BV-GUE-01	GUERCHE	7.05368	44.18452	12/06/2011
	BV-MOL-01	MOLIERES	7.10143	44.13028	12/06/2011
	BV-ROM-01	VENS	6.90347	44.30567	19/09/2012
	BV-TIN-01	TINEE	7.18953	43.91735	12/06/2011
	BV-TIN-02b	TINEE	7.09752	44.12828	12/06/2011
	BV-TIN-03	TINEE	7.05117	44.18457	12/06/2011
	BV-TIN-04	TINEE	7.0537	44.18387	12/06/2011
	BV-TIN-05	TINEE	6.9347	44.24993	19/09/2012
BV-TIN-07	TINEE	7.12812	44.04542	19/09/2012	
Vésubie	BV-GUA-01	GORDOLASQUE	7.31092	44.00157	13/06/2011
	BV-NEG-01	LAC NEGRE	7.23703	44.15057	15/06/2011
	BV-VES-01	VESUBIE	7.1988	43.85983	12/06/2011
	BV-VES-02	VESUBIE	7.31	44.0025	13/06/2011
	BV-VES-03	VESUBIE	7.256	44.06628	13/06/2011
	BV-VES-04	VESUBIE	7.3151	43.97645	13/06/2011
	BV-VES-05	VESUBIE	7.23125	43.87848	21/09/2012
Var upper valley	BV-COU-02	COULOMP	6.65273	43.9764	18/09/2012
	BV-VAR-01	VAR	7.19112	43.83663	11/06/2011
	BV-VAR-03	VAR	6.896	43.95488	11/06/2011
	BV-VAR-04	VAR	7.01217	43.94568	11/06/2011
	BV-VAR-08	VAR	6.8527	44.08825	18/09/2012
Var lower valley	BV-VAR-02	VAR	7.19112	43.83663	11/06/2011
	BV-VAR-05	VAR	7.19813	43.86058	11/06/2011
	BV-VAR-06	VAR	7.19698	43.66652	12/06/2011
	BV-VAR-07	VAR	7.19698	43.66652	14/06/2011
	BV-VAR-11	VAR	7.18953	43.88597	19/09/2012
	BV-VAR-12	VAR	7.19698	43.66652	20/09/2012
	BV-VAR-15	VAR	7.21615	43.78567	21/09/2012
Cian	BV-CIA-01	CIAN	6.98977	43.94953	11/06/2011
	BV-CIA-02	CIAN	6.98977	43.94953	11/06/2011
	BV-CIA-03	CIAN	6.9834	44.01085	18/09/2012
Paillon	BV-PAI-01	PAILLON	7.32977	43.76757	14/06/2011
	BV-PAI-02	PAILLON	7.32732	43.76768	14/06/2011
	BV-PAC-01	PAILLON-LE-CONTE	7.33057	43.76843	14/06/2011
Loup	BV-LOU-01	LOUP	7.08903	43.68005	14/06/2011
	BV-LOU-03	LOUP	7.99263	43.75357	17/09/2012
Roya	BV-ROY-01	ROYA	7.60553	43.79122	20/09/2012

Table 4-2 : Liste des échantillons de sédiments fluviaux et informations relatives à leur échantillonnage. Leur localisation est figurée dans la Figure 4.2

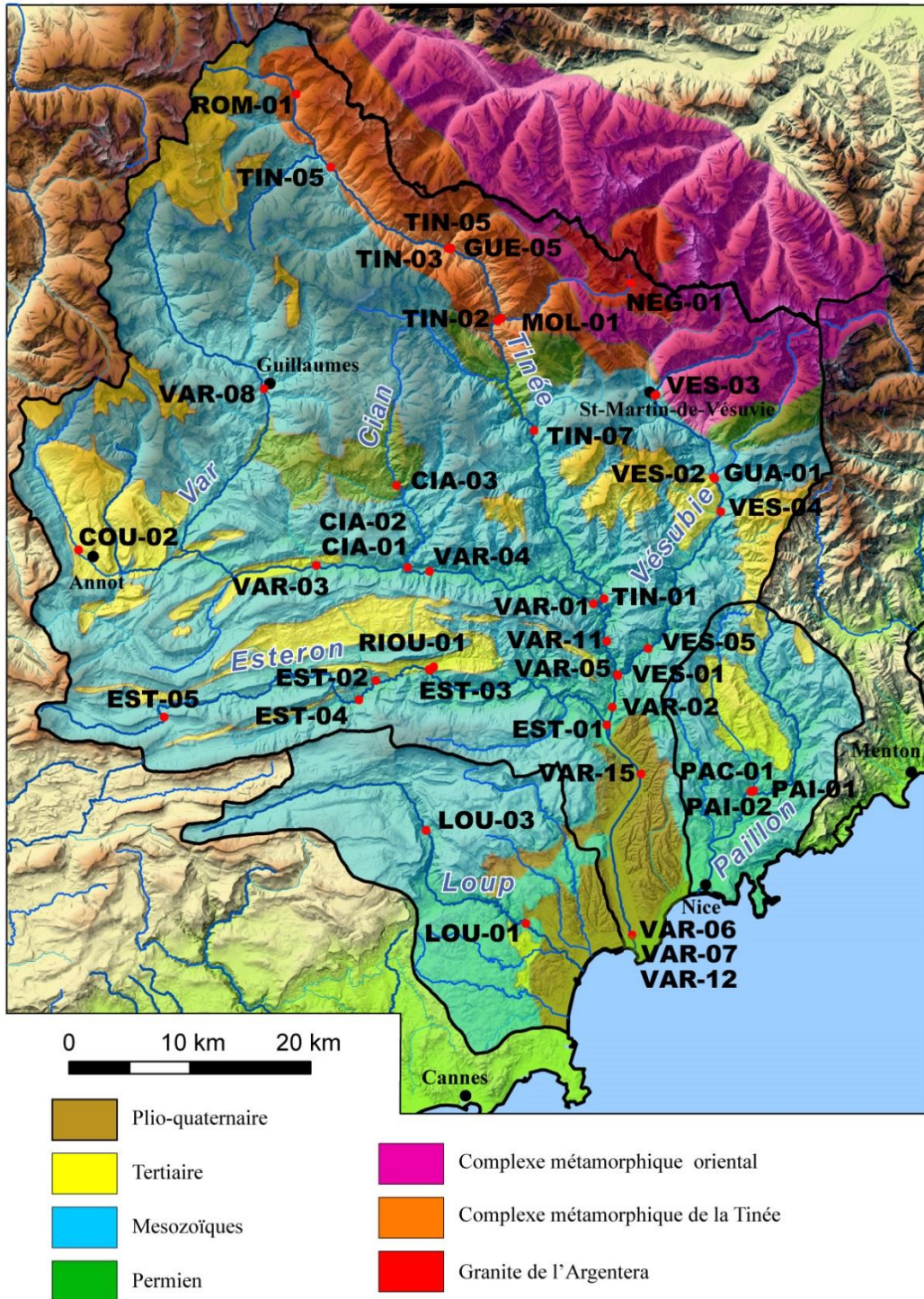


Figure 4.2 : Carte géologique et localisation des échantillons prélevés le long du fleuve Var et de ses principaux affluents (d'après les cartes géologiques au 1:250 000 de Nice et de Gap ; BRGM ; Rouire et al., 1980 ; Kerckhove et al., 1979). Les lettres dans la nomenclature correspondent à l'abréviation du nom du cours d'eau : CIA : le Cian ; COU : le Coulomb ; EST : l'Esteron ; GUA : la Gordolasque ; GUE : le Guerche ; LOU : le Loup ; MOL : la Molière ; NEG : Lac Nègre ; PAI : le Paillon ; PAC : le Paillon-le-Conte ; ROM : Torrent de Vens ; RIOU : le Riou ; TIN : la Tinée ; VAR : le Var ; VES : la Vésubie.



Figure 4.3 : Echantillonnage des sédiments fluviaux. Les sédiments sont tamisés (à 125 μm) dans une coupelle pour en extraire les particules les plus fines.

B. Etude sédimentologique

1. Analyses stratigraphiques

La proportion relative des isotopes de l'oxygène ^{16}O et ^{18}O contenus dans les tests carbonatés des foraminifères planctoniques est fonction : (1) du rapport isotopique de l'eau de surface (liée au volume de glace stocké dans les calottes et au bilan évaporatoire local), (2) d'un fractionnement biologique spécifique appelé « effet vital » et, (3) d'un fractionnement lié à la température de l'eau de mer.

Les variations au cours du temps du rapport isotopique de l'oxygène mesuré dans les tests carbonatés d'une même espèce de foraminifères planctoniques vont essentiellement refléter les variations de température de l'eau en surface, et dans une moindre mesure les variations du volume de glace. Des températures plus élevées se traduisent par un appauvrissement en ^{18}O . En Atlantique Nord et en Méditerranée occidentale, un appauvrissement en ^{18}O est observé pendant les événements de Heinrich, alors que le climat est particulièrement froid. Cet enrichissement est provoqué par l'apport massif d'eau de fonte, très appauvries en ^{18}O , en provenance des calottes polaires pendant les débâcles d'icebergs caractéristiques de ces événements (Sierro et al., 2005).

1.1. Analyse des rapports isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$)

Les rapports isotopiques de l'oxygène $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ et du carbone $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ont été mesurés sur une espèce de foraminifère planctonique : *Globigerina bulloides*. 20 à 50 μg d'échantillon, équivalant à 3 spécimens de *G. bulloides*, sont directement introduits dans le système d'acquisition, lequel se compose d'un module d'extraction (KIEL IV carbonates ou Multiprep carbonate Gilson) et d'un spectromètre de masse IRMS (DELTA V Dual inlet ou ISOPRIME), celui-ci donnant *in fine* les rapports isotopiques. Le CO_2 est extrait des échantillons par dissolution à l'acide phosphorique, puis purifié, avant d'être introduit dans le spectromètre. La valeur du rapport isotopique de l'oxygène est exprimée par rapport à une référence : le VPDB *Vienna Peedee belemnite*, en ‰, notée $\delta^{18}\text{O}$, et calculé selon l'expression suivante :

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \text{ échantillon} - \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \text{ standard}}{\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \text{ standard}} \right) \times 1000$$

Des triplicatas sont réalisés tous les 5 échantillons environ et l'écart-type entre ces répliques n'excède pas $\pm 0,2\%$. Des standards sont placés dans la séquence et leur analyse répétée donne une reproductibilité de $\pm 0,1\%$.

1.2. Datations radiocarbone

Une quarantaine de datations au carbone 14 (^{14}C) ont été menées à partir d'échantillons de 10 mg d'un assemblage monospécifique de foraminifères planctoniques (*Globigerina bulloides*) ou appartenant à plusieurs espèces (*G. bulloides*, *G. inflata*, *G. ruber*, *N. pachyderma*) dans les cas où les tests de *G. bulloides* n'était pas suffisamment abondants. Ces datations ont été effectuées au Laboratoire de Mesure du ^{14}C du CEA Saclay à Gif-sur-Yvette et au Poznań Radiocarbon Laboratory à Poznań en Pologne. L'activité radiologique du carbone 14 est calculée à partir des mesures isotopiques du carbone sur AMS (*Accelerator Mass Spectrometer*). Les âges radiocarbone sont calculés selon Mook et Van der Plicht (1999) en corrigeant le fractionnement avec le $\delta^{13}\text{C}$. L'erreur sur la mesure tient compte à la fois de l'erreur statistique, de la variabilité des résultats et du blanc soustrait au résultat (Table 4-3).

Les âges ^{14}C sont corrigés via le logiciel Calib Rev 6.1 (Stuiver et Reimer, 1993) en utilisant la courbe de référence Marine09 (Reimer et al., 2009). Cette courbe est identique à la courbe IntCal09 (Reimer et al., 2009) corrigée d'un âge réservoir de 400 ans, communément trouvé en Méditerranée (Siani et al., 2001).

Core	Lab. code/foram. type	Depth (cmbsf)	AMS ¹⁴ C age (yr BP)	Error (± yr)	Cal. age (ka)
ESSK08-CS13	Poz-51828/ <i>G. bulloides</i>	6.5	795	30	0.51
ESSK08-CS13	Poz-33994/ <i>G. bulloides</i>	300.5	12 080	180	13.59*
ESSK08-CS13	Poz-34446/ <i>G. bulloides</i>	447.5	13 930	70	16.76*
ESSK08-CS13	Poz-34150/ <i>G. bulloides</i>	678.5	17 720	100	20.68*
ESSK08-CS13	Poz-51830/ <i>G. bulloides</i>	833.5	19 550	340	22.92
ESSK08-CS13	Poz-51832/ <i>G. bulloides</i>	883.5	21 670	140	25.43
ESSK08-CS13	Poz-51833/ <i>G. bulloides</i>	957.5	23 230	330	27.53
ESSK08-CS13	Poz-51834/ <i>G. bulloides</i>	1044.5	27 250	250	31.29
ESSK08-CS13	Poz-51835/ <i>G. bulloides</i>	1107.5	29 210	310	33.44
ESSK08-CS13	Poz-51836/ <i>G. bulloides</i>	1170.5	30 040	340	34.34
ESSK08-CS13	SacA 31588/ <i>G. bulloides</i>	1231.5	33 080	260	37.16
ESSK08-CS13	SacA 31589/ <i>G. bulloides</i>	1297.5	34 780	350	39.43
ESSK08-CS05	Poz-33960/ <i>G. bulloides</i>	234.5	3 805	30	3.80*
ESSK08-CS05	Poz-33962/ <i>G. bulloides</i>	345.5	8 805	35	9.53*
ESSK08-CS05	Poz-33989/ <i>G. bulloides</i>	436.5	13 090	180	14.91*
ESSK08-CS05	Poz-34445/ <i>G. bulloides</i>	486.5	14 770	80	17.48*
ESSK08-CS05	Poz-33992/ <i>G. bulloides</i>	596.5	17 070	100	19.81*
ESSK08-CS05	SacA 29450/ <i>G. bulloides</i>	785.5	21 260	80	24.90
ESSK08-CS05	SacA 29451/ <i>G. bulloides</i>	950.5	23 290	100	27.63
ESSK08-CS05	SacA 29452/ <i>G. bulloides</i>	1099.5	26 750	130	31.08
ESSK08-CS05	SacA 29453/ <i>G. bulloides</i>	1340.5	30 620	180	34.85
ESSK08-CS05	SacA 29454/ <i>G. bulloides</i>	1440.5	32 310	220	36.55
ESSK08-CS01	SacA 31580/ <i>bulk planct.</i>	65.5	2 130	30	2.22
ESSK08-CS01	SacA 29455/ <i>G. bulloides</i>	163.5	4 840	30	5.20
ESSK08-CS01	SacA 29456/ <i>bulk planct.</i>	366.5	9 405	30	10.28
ESSK08-CS01	SacA 33155/ <i>G. bulloides</i>	470.5	11 130	90	12.68
ESSK08-CS01	SacA 33156/ <i>G. bulloides</i>	566.5	13 960	100	16.78
ESSK08-CS01	SacA 33157/ <i>G. bulloides</i>	742.5	16 310	80	19.14
ESSK08-CS01	SacA 31581/ <i>bulk planct.</i>	945.5	18 410	80	21.50
ESSK08-CS01	SacA 31582/ <i>bulk planct.</i>	1258.5	20 700	80	24.28
ESSK08-CS01	SacA 31583/ <i>G. bulloides</i>	1440.5	21 720	80	25.49
ESSK08-CS01	SacA 31584/ <i>bulk planct.</i>	1626.5	22 820	90	27.21
ESSK08-CS01	SacA 31585/ <i>G. bulloides</i>	1787.5	24 170	100	28.38
ESSK08-CS01	SacA 31586/ <i>bulk planct.</i>	1960.5	25 440	120	29.96
ESSK08-CS01	SacA 31587/ <i>G. bulloides</i>	2135.5	26 530	140	30.92
KNI22	Poz-33957/ <i>G. bulloides</i>	263.5	6 540	80	7.05*
KNI22	Poz-33958/ <i>G. bulloides</i>	475.5	13 440	60	15.72*
KNI22	Poz-33959/ <i>G. bulloides</i>	689.5	16 880	80	19.59*

Table 4-3 : Datations radiocarbone obtenues sur les sédiments de la Ride du Var ; âges corrigées via le logiciel Calib Rev 6.1 (Stuiver et Reimer, 1993), en utilisant la courbe de référence Marine09 (Reimer et al., 2009). Les datations marquées par une étoile (*) ont été réalisées par Jorry et al. (2011).

2. Radioscopie RX

La radioscopie RX est une méthode non destructive qui permet de visualiser l'organisation interne des sédiments et de mettre en évidence les structures d'origine dynamique ou biologique. Les radiographies RX peuvent aussi révéler des séquences invisibles lors de la description visuelle des carottes. Cette méthode a été appliquée sur les demi-sections de la carotte ESSK08-CS05 (Annexe 1).

3. Analyses granulométriques

La taille des grains a été mesurée par granulométrie laser à l'aide d'un granulomètre Coulter LS130, au laboratoire Environnements Sédimentaires de l'IFREMER (Brest). Cette technique basée sur le principe de la diffraction des rayons laser est applicable sur des tailles de grains de 0,1 μ m à 2mm. Les particules d'un échantillon de sédiment sont mises en suspension dans un liquide. Un faisceau laser de longueur d'onde connue passe au travers d'une cellule optique et se diffracte en rencontrant les particules. Les angles de diffraction mesurés à l'aide de cellules photoélectriques sont proportionnels à la taille des grains. Le signal résultant permet de définir la distribution granulométrique de l'échantillon.

C. Caractérisation géochimique des sédiments

1. Composition géochimique des sédiments par spectrométrie XRF

La fluorescence X (XRF : *X-ray fluorescence*) est une méthode qui permet avec une préparation limitée d'accéder à la composition chimique quantitative ou semi quantitative des sédiments. Un faisceau de rayons X est projeté sur l'échantillon, les éléments chimiques qui le composent, absorbent l'énergie ainsi reçue et la restitue sous forme de fluorescence X. Le faisceau de rayon X va éjecter les électrons de la couche électronique interne (couche K). Ces électrons vont ensuite être remplacés par les électrons des couches immédiatement supérieures (L, M, N) en émettant un rayonnement X dont l'intensité (et la longueur d'onde) dépend du saut d'énergie des électrons entre les différentes couches électroniques et aussi de la masse atomique. Ces émissions sont donc caractéristiques de chacun des éléments. Elles sont diffractées puis mesurées par un détecteur qui transforme les paramètres de l'émission en valeurs physiques (nombre de coups) permettant une visualisation sous forme de spectre d'énergie (ou de longueur d'onde) où les éléments sont identifiés grâce à leur pic d'énergie caractéristique. Une grande partie des éléments sont mesurables à l'aide de cette technique.

1.1. Analyse par XRF core-scanner

La composition chimique semi-quantitative (en nombre de coups) des carottes sédimentaires a été mesurée sur un scanner XRF (Avaatech core-scanning XRF) à l'IFREMER, avec un pas de 1 cm et un temps de comptage de 10s. Deux passages ont été nécessaires : un premier passage avec un courant de 600 μ A et 10 kV pour mesurer les éléments tels que Al, Si, Ca, Cl, S, Ti, K, Mn, Fe ; et un second passage avec un courant de 1000 μ A et 30 kV pour mesurer les éléments Fe, Ni, Zn, Br, Rb, Sr, Zr et Pb. Cette technique de mesure *in situ*, non destructive, permet d'acquérir rapidement un log chimique.

1.2. Analyse par spectromètre XRF

Les concentrations (mesure quantitative) en éléments majeurs et traces dans les échantillons de sédiments fluviatiles et dans quelques échantillons prélevés ponctuellement dans les carottes sédimentaires ont été mesurées au spectromètre de fluorescence X WDS (*Wavelength Dispersive Spectrometry*). Cette technique beaucoup moins contraignante que la spectrométrie de masse donne des résultats dont la précision est équivalente à ceux obtenus par ICP-MS. La quantité de sédiment étant limitée (quelques grammes), les échantillons ont été préparés sous forme de perle : après broyage et l'opération de calcination au cours de laquelle les éléments légers sont éliminés (L.O.I, *Loss On Ignition*), les échantillons sont fondus pour former un verre à la surface lisse. Cette technique permet une meilleure précision d'analyse sur les éléments majeurs et une bonne homogénéisation des échantillons. Elle permet de mesurer les éléments majeurs, exprimés en % d'oxydes : SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , CaO , MgO , K_2O , Na_2O , TiO_2 , P_2O_5 et SO_4 à une précision comprise entre 0,01% et 0,2%, et certains éléments traces comme V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Sr, Zr, Ba, exprimés en ppm, à une précision de quelques ppm.

2. Protocole de préparation des sédiments pour les analyses de teneur en éléments traces et de l'isotopie du Nd

Après lavage, tamisage et broyage, 500 à 700 mg de sédiments sont prélevés et subissent une série d'attaques pour purifier la fraction terrigène : attaque des carbonates (acide acétique 5%), puis des oxydes (solution d'acide acétique (25%) et d'hydroxylamine chlorhydrate (1M)), et enfin de la matière organique (hydrogène peroxyde (15%)) selon le protocole décrit par Bayon et al. (2002). Au terme de cette succession d'attaques chimiques, la masse du résidu alors obtenu peut être largement divisée par deux par rapport à celle de l'échantillon initial lorsque les échantillons sont riches en carbonate.

Les échantillons sont ensuite solubilisés par un procédé de fusion alcaline (Duan et al, 2002; Bayon et al., 2009). 100 mg d'échantillon sont mélangés à un fondant (Na_2O_2 et NaOH) dans un creuset en carbone et portés à 650°C. A la sortie du four, de l'eau *Milli-Q*[®] est ajoutée permettant la formation de co-précipités d'hydroxydes de Fe et de Mn dans lesquels sont piégés les éléments traces. Cette fraction est ensuite récupérée par centrifugation et mise en solution dans de l'acide chlorhydrique.

3. Mesure des teneurs en éléments traces (REE, Hf, Sc, Y, Zr, Ba, Hf et Th)

La méthode employée ici est celle décrite par Bayon et al. (2009). L'obtention de la concentration en éléments traces est rendue possible grâce à l'ajout, avant la fusion, d'un « spike » de Tm (Barrat et al., 1996). Les éléments traces sont mesurés à partir de la solution récupérée après la fusion. Cette procédure permet la quantification des éléments traces même si une partie de l'échantillon est perdue lors de la préparation. Les mesures ont été réalisées sur ICPMS Quad X Series 2 et ELEMENT 2 à l'IUEM (UBO, Brest). Pour corriger les interférences liées à la formation d'oxydes et d'hydroxydes, des solutions composées d'eau ultra-pure, de Ba + Ce, de Pr + Nd et de Sm + Eu + Gd + Tb sont introduites dans la séquence d'analyse (Barrat et al., 1996). La dérive instrumentale est également corrigée en alternant,

avec les échantillons à analyser, des solutions de référence (BHVO-2), tout au long de la séquence. Des blancs constitués d'acides et des standards (liste disponible dans Bayon et al., 2009) sont également introduits dans la séquence de mesure. L'erreur sur la mesure est généralement inférieure à 5% pour les terres rares et inférieure à 20% pour les autres éléments (Sc, Y, Zr, Ba, Hf et Th).

4. Analyse de l'isotopie du Nd

4.1. Préparation des échantillons

Le Nd est séparé des autres éléments à l'aide de résines échangeuses d'ions : les REE sont d'abord séparés des autres éléments chimiques lors du passage des solutions dans des colonnes chargées de résines Bio-Rad AG50W-X8, puis le Nd est séparé des autres terres rares sur des colonnes chargées de résines Ln-Spec (Bayon et al., 2006).

4.2. Mesure

Les rapports isotopiques du Nd sont mesurés sur MC-ICP-MS (Neptune, Thermo Fischer Scientific) à l'IFREMER (Brest). Les standards JNdi ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512115 \pm 0,000007$) et La Jolla ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511858 \pm 0,000007$) sont placés dans la séquence de mesure. Le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ des échantillons est corrigé de la déviation machine à partir du standard JNdi ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512115$) mesuré entre chaque série de 2 ou 3 échantillons. L'analyse répétée de standards donnent une valeur de 0.512115 ± 0.000011 (2 s.d., $n = 80$) pour JNdi et $0,511862 \pm 0,000009$ (2 s.d., $n = 10$) pour La Jolla, soit une reproductibilité externe respective de 0,21 et 0,18 unité ϵNd . Des blancs sont préparés en parallèle des échantillons sur chaque série de 20 échantillons et sont mesurés pour s'assurer qu'aucune contamination n'est survenue lors de la préparation. L'intensité mesurée sur la masse au 146 est inférieure à 1mV pour les blancs, contre environ 10V pour les échantillons.

D. Modélisation du fleuve Var par le modèle *Hydrotrend*

Le modèle *Hydrotrend* permet, à partir de paramètres physiques (hypsométrie du bassin versant, coordonnées géographiques, taille des réservoirs, géométrie de l'embouchure, gradient thermique) et climatiques (température, précipitations, saisonnalité, taille des glaciers, évapotranspiration), d'estimer la charge liquide et solide journalière et moyenne à l'embouchure d'un fleuve.

Le modèle *Hydrotrend* a été développé par Syvitski et al. (1998), sur la base du modèle RIVER3 (Syvitski et Alcott, 1995). Sa version la plus récente (3.0) a été développée par Kettner et Syvitski (2008a). Le code source du programme, permettant de faire fonctionner le modèle, est disponible sur le site de l'Université du Colorado (<http://csdms.colorado.edu/wiki/Model:HydroTrend>). Seules les équations sur lesquelles se base le modèle seront développées ici, les informations concernant la structure du programme peuvent être trouvées dans la publication de Syvitski et al. (1998).

L'estimation des charges liquides et solides repose sur deux composantes : un modèle de balance hydrologique et un modèle de transport.

1. Le modèle de balance hydrologique

Le calcul du débit liquide \bar{Q} (m³/s) journalier et moyen prend en compte 5 composantes : la pluie (Qr), la fonte de la neige (Qn), la fonte de la glace ($Qice$), les échanges avec les réservoirs d'eaux souterraines (Qg , dont le bilan peut être positif ou négatif) et les pertes par évapotranspiration (QEv).

$$\bar{Q} = Qr + Qn + Qice \pm Qg - QEv$$

2. Le modèle de transport

La charge sédimentaire en suspension totale Q_{sT} (kg.s⁻¹) se compose de Q_s : la charge liée aux caractéristiques du bassin versant et aux conditions climatiques qui y règnent, et de Q_{sG} : la charge liée aux glaciers. Ces deux composantes sont calculées indépendamment à partir d'équations empiriques, et en se basant sur le principe de substitution spatio-temporelle depuis longtemps utilisé dans ce genre d'approche (Schumm, 1965; Knox, 1983)

2.1. Le modèle BQART

Q_s est calculé à partir du modèle BQART (Syvitski et Milliman, 2007) qui prend en compte des facteurs physiques et climatiques :

$$Q_s = \omega B \bar{Q}^{0.31} A^{0.5} R T \quad (\text{si } T \geq 2^\circ\text{C})$$

$$Q_s = 2\omega B \bar{Q}^{0.31} A^{0.5} R \quad (\text{si } T < 2^\circ\text{C})$$

où, T est la température moyenne du bassin versant (°C), R l'altitude maximale (km), A l'aire de drainage (km²), \bar{Q} le débit moyen (sans dimension), ω une constante (0.02 kg.s⁻¹.km⁻².°C⁻¹) et B un facteur qui regroupe l'influence de la lithologie sur l'érosion (L), l'efficacité de piégeage des sédiments dans les réservoirs naturels ou artificiels (Te), et l'effet de l'anthropisation du bassin versant (Eh). :

$$B = L(1 - Te)Eh$$

Les facteurs L (lithologie) et Eh (impact anthropique) permettent d'adapter le modèle aux conditions réelles dans lesquelles se trouvent le système. Le facteur L , par exemple, pouvant être compris entre 0,3 (roches très dures) et 3 (roches très tendres) permet de moduler l'érosion d'un facteur 10. Il en va sensiblement de même pour le facteur Eh qui lui peut varier de 0,5 à 3. Notons que la relation entre Q_s et la température (T) disparaît pour des températures inférieures à 2°C, mais ces équations étant issues de modèles empiriques, les paramètres qui rentrent en jeu dans la définition de ce seuil sont mal connus.

2.2. La charge sédimentaire liée aux glaciers

La charge sédimentaire annuelle liée aux glaciers est calculée selon l'équation établie sur les données décrites par Guymon (1974) :

$$Q_{sG(a)} = 1.93 \cdot 10^{-3} A(9.8)^b - Q_s$$

où A est l'aire de drainage et b le logarithme du pourcentage de cette aire couvert par les glaciers. La charge liée aux glaciers sur le long terme est calculée comme la moyenne de $Q_{S_G(a)}$ modulée en fonction de la croissance (charge réduite) ou du recul (charge augmentée) des glaciers (rapport $\frac{V_{S_G}}{P_G}$) :

$$Q_{S_G} = \left(1 - \frac{V_{S_G}}{P_G}\right) \frac{\sum_{a=1}^n Q_{S_G(a)}}{n}$$

où P_G est le total des précipitations sur les glaciers et V_{S_G} le volume de précipitation stocké sous forme de glace.

2.3. La charge sédimentaire journalière

La charge solide journalière est calculée avec le modèle *Psi* (Morehead et al., 2003) qui se base sur la charge solide moyenne ($Q_{S_T} = Q_S + Q_{S_G}$) et le rapport entre le débit liquide journalier et le débit liquide moyen. Ce modèle intègre une variabilité inter- et intra-annuelle aléatoire.

3. Les entrées du modèle

Les paramètres en entrée du modèle sont les suivants : la durée et le pas de la simulation, l'aire de drainage et son hypsométrie de l'aire de drainage, les paramètres hydrologiques et morphologiques de l'embouchure, les paramètres de stockage de l'eau souterraine, les statistiques climatiques annuelles et mensuelles de température et de précipitations, l'altitude de l'ELA et le gradient thermique. En outre, *Hydrotrend* autorise les changements linéaires de température (en °C/an) et de précipitations (en mm/an) et de l'ELA (en m/an). L'altitude de gel (FLA, *Freezing Ligne Altitude*) et la proportion de neige/pluie des précipitations sont calculées à partir de l'hypsométrie, de la température, et du gradient thermique local.

L'aire recouverte par les glaciers est calculée à partir de l'altitude de l'ELA et de l'hypsométrie de l'aire de drainage, en considérant que 1/3 de l'aire englacée se trouve en dessous de l'ELA tandis que 2/3 sont au-dessus (Andrews, 1975). Le volume des glaciers (V_g) est calculé selon l'équation suivante (Bahr et al., 1997) :

$$V_g = 31.1 * (A_g)^{1.38}$$

où A_g est l'aire recouverte par les glaciers. L'avancée des glaciers est limitée à 20% du total des précipitations capturées par l'aire englacée. Lorsque les précipitations sont insuffisantes, la croissance est reportée sur l'année suivante. Le recul des glaciers, lui, n'est pas limité.

PARTIE II : RECONSTRUCTION DES
TRANSFERTS SEDIMENTAIRES DU
FLEUVE VAR DEPUIS LA DERNIERE
PERIODE GLACIAIRE

Chapitre 5 : Etude stratigraphique des carottes sédimentaires prélevées sur la Ride sédimentaire du Var

Ce chapitre présente, dans un premier temps, une description des différents faciès sédimentaires remarquables, ainsi que leurs interprétations, à partir desquelles nous concluons sur la stratégie d'échantillonnage à adopter pour l'établissement du modèle d'âge. Après une rapide description des carottes sédimentaires, la dernière partie de ce chapitre sera consacrée à l'établissement du modèle d'âge des carottes sédimentaires de la Ride Sédimentaire du Var. Enfin, nous proposerons une courbe composite de $\delta^{18}\text{O}$ de référence pour la ride sédimentaire du Var.

A. Etude sédimentologique

1. Faciès sédimentaires rencontrés

1.1. Faciès hémipélagiques

Les faciès hémipélagiques sont constitués de sédiments fins, argilo-silteux, avec une fraction grossière composée de particules biogènes essentiellement représentées par des foraminifères planctoniques (Figure 5.1). Dans les courbes de distribution granulométrique des sédiments hémipélagiques, la fraction biogène est identifiable grâce à un pic de fréquence au niveau de la classe granulométrique des sables moyens (Figure 5.2.a).

Sur le plan des processus sédimentaires, ces faciès correspondent à la décantation des sédiments fins dans la colonne d'eau entre chaque passage d'écoulements turbulents. Après le passage des écoulements et la décantation du nuage turbide, la reprise du dépôt des sédiments hémipélagiques est progressive. Ainsi la base des faciès hémipélagiques est graduelle (Figure 5.2.a). La préservation et l'identification des sédiments hémipélagiques dans les environnements turbiditiques peuvent être compliquées car les taux de sédimentation hémipélagique sont bien inférieurs à ceux liés aux écoulements turbulents (Stow et Piper, 1984; Normark et Piper, 1991; Mulder et Alexander, 2001). De plus, le passage des écoulements turbulents peut éroder les dépôts hémipélagiques en place. Ainsi, lorsque la fréquence de passage des écoulements turbulents est trop importante, la sédimentation hémipélagique peut ne pas avoir le temps de déposer une épaisseur de sédiments suffisante pour être préservée (Normark et Piper, 1991; Normark et al., 1993).



Figure 5.1 : Contenu de la fraction sableuse (refus de tamis à 125 μm). Dans les faciès hémipélagiques (à gauche), cette fraction est composée de particules biogènes, essentiellement des foraminifères planctoniques. Dans les faciès turbiditiques (à droite), la fraction sableuse est composée de sables détritiques et de particules biogènes allochtones.

La limite entre les dépôts turbiditiques et les dépôts hémipélagiques peut être définie selon un critère granulométrique. Dans le système turbiditique du Var, une limite de 50 μm au décile 90 (D90) a été utilisée par Mulder et al. (2001). Les profils granulométriques de deux séquences turbiditiques sont présentés dans la Figure 5.2. Dans la séquence A, la base du faciès hémipélagique est visuellement identifiée à la cote 1 537 cm, cette interprétation est confirmée par l'analyse du contenu de la fraction sableuse (Figure 5.2.a). Le profil granulométrique montre que c'est à cette profondeur que la granularité à D90 descend sous 50 μm (Figure 5.2.a). Par conséquent, la limite granulométrique définie par Mulder et al. (2001) semble également applicable à la carotte ESSK08-CS13. Dans la séquence B, aucun faciès hémipélagique n'est identifié au sommet, que ce soit visuellement ou par l'analyse du contenu de la fraction sableuse ; par ailleurs, la granularité à D90 reste supérieure 50 μm jusqu'au sommet (Figure 5.2.b).

Les foraminifères planctoniques utilisés pour établir les modèles d'âge ont été prélevés dans les faciès hémipélagiques identifiés visuellement lors de la description des carottes. Toutefois, le contenu de la fraction sableuse des sédiments hémipélagiques a été systématiquement vérifié, après tamisage (refus de tamis à 125 μm), et les échantillons contenant une part importante de particules détritiques (>20%) n'ont pas fait l'objet de prélèvements, cela afin d'éviter, lors de l'analyse, l'interférence par des foraminifères allochtones (i.e. transportés par les écoulements turbulents ; Figure 5.1).

La simulation de la dispersion des panaches de sédiment au débouché du fleuve Var (panaches hypopycnaux) a montré que les particules de silts fins et d'argiles délivrées par le Var pouvaient être déposées jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres de distance de l'embouchure (Mulder et al., 1997a, 1998). Toutefois, les flux particuliers diminuent très rapidement en s'éloignant de l'embouchure ; par exemple, au niveau de la carotte ESSK08-CS05, la plus proche de l'embouchure (une trentaine de kilomètres), les apports de sédiments par les panaches hypopycnaux ne représenteraient que quelques mm/ka (Mulder et al., 1997a, 1998), ce qui est bien inférieur aux taux de sédimentation réellement mesurés dans cette carotte (≈ 400 mm/ka).

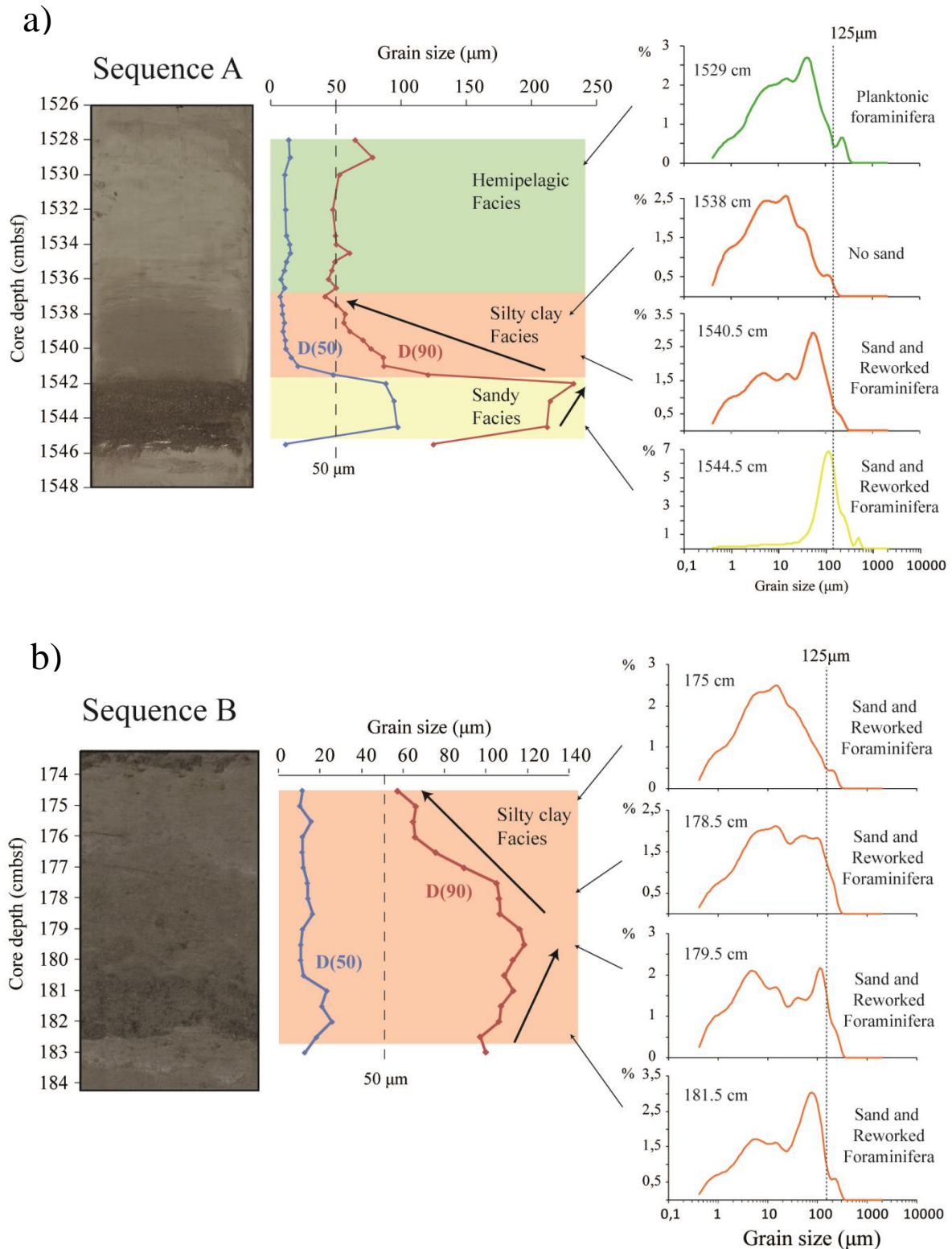


Figure 5.2 : Profils granulométriques (granularité médiane : D50 et granularité au décile 90 : D90) des sédiments contenus dans deux séquences turbiditiques (Séquence A : ESSCK08-CS1 ; Séquence B : ESSK08-CS01). L'interprétation des faciès est représentée par un code couleur : en vert, les faciès hémipélagiques ; en orange, les faciès silto-argileux ; et en jaune, les faciès sableux. Les courbes de distribution granulométrique montrent la répartition des tailles de grain le long de ces séquences, les foraminifères utilisés pour l'établissement du modèle d'âge ont été prélevés dans la fraction $> 125\mu\text{m}$ des sédiments hémipélagiques.

Les particules fines qui composent les faciès hémipélagiques peuvent aussi avoir été transportées sur le site de dépôt par les courants marins, circulant d'Est en Ouest au niveau de la zone d'étude, ou bien par les vents. Dans la région méditerranéenne, les particules transportées par les vents proviennent essentiellement des zones arides d'Afrique du Nord (Guerzoni et al., 1997). L'origine des sédiments hémipélagiques sera discutée dans le Chapitre 7.

1.2. Les faciès turbiditiques

Les sédiments des séquences turbiditiques sont regroupés ici en deux faciès. Une description plus fine impliquerait une analyse granulométrique détaillée des séquences et l'utilisation de radiographies rX pour observer les structures sédimentaires. Une telle description permettrait d'apporter des informations sur les caractéristiques des écoulements turbulents, notamment l'évolution de leur vitesse au cours du temps, et d'identifier le type de courants à l'origine du dépôt. Toutefois, établir une description de chacune de ces séquences turbiditiques à un tel niveau de détail ne fait pas partie des objectifs de cette étude, d'autant que le nombre de séquences turbiditiques observées est considérable avec, par exemple, plus de 900 séquences comptabilisées dans la seule carotte ESSK08-CS01. Nous noterons toutefois que dans le système turbiditique du Var, tous les faciès correspondant aux termes de la séquence de Bouma (Migeon et al., 2001, 2006, 2012; Mas et al., 2010), ainsi qu'aux termes rencontrés dans les hyperpycnites (Mulder et al., 2001a, 2001b) ont été décrits. Le dépôt successif de ces faciès a permis d'identifier jusqu'à 5 types de séquences turbiditiques, lesquels témoignent de variantes dans les dépôts fournis par les trois types de courants décrits précédemment (courants de turbidité « embrasés », bouffées turbides et courants hyperpycnaux) (Mulder et al., 1998, 2001a ; Migeon et al., 2001, 2006, 2012; Mas, 2009; Mas et al., 2010).

Les séquences turbiditiques sont constituées de deux faciès sédimentaires :

- Les faciès sableux, se trouvant à la base des séquences turbiditiques sont constitués de sables fins, plus rarement de sables moyens (granularité médiane (D50) $>63 \mu\text{m}$; Figure 5.2.a), ils sont bien classés et contiennent peu de particules fines. Les sables sont essentiellement composés d'éléments détritiques, mais contiennent également une petite proportion de particules biogènes, remaniées et transportées par les courants de turbidité (Figure 5.1). Les foraminifères planctoniques qui peuvent être trouvés dans ces horizons sont le plus souvent allochtones. Ces faciès correspondent au dépôt de particules grossières transportées à la base des écoulements turbulents, dans la tête et le corps. Selon la terminologie de la classification de Bouma, ces faciès peuvent correspondre aux termes Ta, Tb et Tc (Migeon et al., 2001, 2006, 2012; Mas, 2009), mais aussi aux termes Ha ou Hb des hyperpycnites sableuses (Mulder et al., 2001a, 2001b; Mas 2009).
- Les faciès silto-argileux ont eux une granularité médiane (D50) qui correspond à des silts ($<63 \mu\text{m}$) et une granularité au décile 90 supérieure à $50 \mu\text{m}$ (D90 ; Figure 5.2). Ils sont généralement mal triés et contiennent une proportion importante de

sables à leur base. Selon la terminologie de Bouma, ils peuvent correspondre aux termes Td et Te, mais aussi Ha et Hb des hyperpycnites fines.

Les séquences turbiditiques ont des épaisseurs variables, de quelques millimètres à plusieurs dizaines de centimètres. Certaines séquences sont constituées d'un faciès sableux surmonté d'un faciès silto-argileux (ex : Figure 5.2.a). La base de ces séquences est nette ou érosive. La transition entre les faciès sableux et silto-argileux est quant à elle, nette ou graduelle. Ces séquences correspondent aux dépôts dus à des courants de turbidité et des courants hyperpycniaux de haute magnitude, dont la partie basale, qui transporte les sables, parvient à déborder sur la Ride (Piper et Savoye 1993; Mulder et al., 1998; Migeon et al., 2006, 2012). D'autres séquences ne sont constituées que d'un horizon silto-argileux (ex : Figure 5.2.b) dont la base est nette ou diffuse. Ces séquences turbiditiques fines (*fine-grained turbidites* ; Hesse et Chough, 1980; Piper et Deptuck, 1997) sont typiques des dépôts de débordement pour lesquels la base de l'écoulement reste confinée dans le chenal (Piper et Savoye 1993; Mulder et al., 1998; Migeon et al., 2006, 2012).

L'évolution de la granularité des sédiments au sein de deux séquences turbiditiques a été étudiée en détail (Figure 5.2), le granoclassement qui s'opère dans ces séquences est défini à partir de l'évolution de la taille des grains au décile 90 (D90 ; Mulder et al., 2001b) :

- La séquence A (Figure 5.2.a) provient de la carotte ESKK08-C13, entre les cotes 1528 et 1546 cm, elle est datée à 51,6 ka. Les trois faciès décrits ci-dessus sont présents dans cette séquence. Le faciès sableux montre un granoclassement inverse et le faciès silto-argileux au-dessus, un granoclassement normal.
- La séquence B (Figure 5.2.b) est issue de la carotte ESKK08-C01 entre les cotes 174 et 183 cm, elle est datée à 5,6 ka. Seul le faciès silto-argileux est observé dans cette séquence. Il montre un granoclassement inverse dans sa partie inférieure et un granoclassement normal dans sa partie supérieure.

La mise en place successive d'un granoclassement inverse puis d'un granoclassement normal montre que l'écoulement turbulent à l'origine du dépôt a subi une phase d'accélération (*waxing*) suivie d'une phase de décélération (*waning*) au-dessus du point de dépôt (Kneller, 1995). Ce type de comportement ne correspond pas à celui des courants de turbidité « embrasés », générés par la transformation d'un glissement de masse, caractérisé plutôt par une accélération brutale suivie d'une décélération progressive (*waning flow*; Kneller, 1995; Mas, 2009). En revanche, ce dispositif est typique des courants hyperpycniaux : la phase d'accélération correspondant à la montée en charge de la crue et la phase de décélération à la décrue (Mulder et al., 2001a). Ainsi, les deux séquences turbiditiques détaillées ici (Figure 5.2) sont interprétées comme des hyperpycnites.

L'analyse fine de la granularité telle qu'elle a été menée sur ces deux séquences turbiditiques n'est pas envisageable sur la totalité des séquences, en raison de leur grand nombre et de leur faible épaisseur. Ainsi aucune distinction n'est faite en ce qui concerne la nature des écoulements à l'origine du dépôt des séquences turbiditiques ; aussi sont-elles désignées sous le terme générique « turbidite » dans le reste du manuscrit.

2. Description des carottes sédimentaires

Les carottes sédimentaires des sites ESKK08 utilisées dans cette étude ont été décrites visuellement, leurs logs sédimentaires détaillés sont disponibles en Annexe 1. La description des carottes KNI22 est fournie par Migeon (2000). La répartition des sédiments le long de la Ride Sédimentaire du Var s'articulant d'Ouest en Est (Migeon, 2001), les carottes sont décrites dans ce même ordre (Figure 5.3). Les mécanismes à l'origine de cette distribution sont décrits dans le chapitre suivant. Les logs synthétiques des 4 carottes sont présentés dans la Figure 5.4.

La carotte ESKK08-CS05 provient de la partie occidentale, la plus haute de la Ride, au-delà de 350 m au-dessus du chenal (Figure 5.3). Dans cette carotte, les faciès hémipelagiques sont dominants, les turbidites y sont rares, peu épaisses (quelques millimétriques) et uniquement silto-argileuses. Ces turbidites se concentrent entre 0 et 100 cmbsf (*cm below sea floor*) et entre 450 et 850 cmbsf (Figure 5.4).

La carottes KNI22 a été prélevée sur la crête de la ride à une dizaine de kilomètres à l'Est de la carotte ESKK08-CS05, à 260 m au-dessus du chenal (Figure 5.3). Dans les cinq premiers mètres, les faciès hémipelagiques sont dominants, les turbidites sont peu fréquentes et essentiellement silto-argileuses (Migeon, 2000). Dans le reste de la carotte, les turbidites sont plus fréquentes et plus sableuses (Migeon, 2000). L'épaisseur des turbidites varie entre quelques millimètres et 2 cm. Les faciès hémipelagiques entre les séquences turbiditiques sont bien développés (Migeon, 2000).

La carotte ESKK08-CS13, à la différence des autres carottes prélevées sur la crête, provient du flanc aval de la Ride, à une vingtaine de kilomètres au Sud du chenal (Figure 5.3). C'est dans cette carotte que sont décrits les faciès sableux les plus épais, atteignant jusqu'à plusieurs dizaines de centimètres. La base des séquences turbiditiques est nette, parfois érosive. Les faciès hémipelagiques, entre les séquences turbiditiques sont, le plus souvent, bien développés, ce qui indique que les passages d'écoulements turbulents sont suffisamment espacés dans le temps pour permettre à la sédimentation hémipelagique de laisser un dépôt épais qui sera préservé dans l'archive sédimentaire. Les sédiments montrent une alternance entre des passages avec peu de turbidites, essentiellement silto-argileuses entre 0 et 450 cmbsf, 1190 et 1230 cmbsf, 1390 et 1440 cmbsf, 1500 et 1590 cmbsf, 1660 et 1720 cmbsf et entre 2100 et 2150 cmbsf ; et pour les autres intervalles de profondeur, des passages où les turbidites sont fréquentes et essentiellement sableuses (Figure 5.4).

La carotte ESKK08-CS01, a été prélevée à l'Est, sur la crête de la Ride à environ 130 m au-dessus du chenal (Figure 5.3). Entre 0 et 550 cmbsf, les faciès hémipelagiques sont dominants et les turbidites sont principalement silto-argileuses. Dans le reste de la carotte, les séquences turbiditiques sont très fréquentes, avec un faciès sableux bien développé, mais ne dépassant pas 4 à 5 cm d'épaisseur. Les séquences turbiditiques se succèdent souvent sans qu'aucun dépôt hémipelagique ne soit observé entre elles. La base de ces séquences étant rarement érosive, il est possible que la fréquence de passage des écoulements turbulents à cet endroit ait été telle que la sédimentation hémipelagique n'ait pas eu le temps de laisser un dépôt suffisamment épais pour que celui-ci apparaisse dans l'archive sédimentaire. A la base

de la carotte, deux intervalles contiennent relativement peu de turbidites : le premier se situe entre 1800 et 1840 cmsbf et le second entre 1940 et 2000 cmsbf.

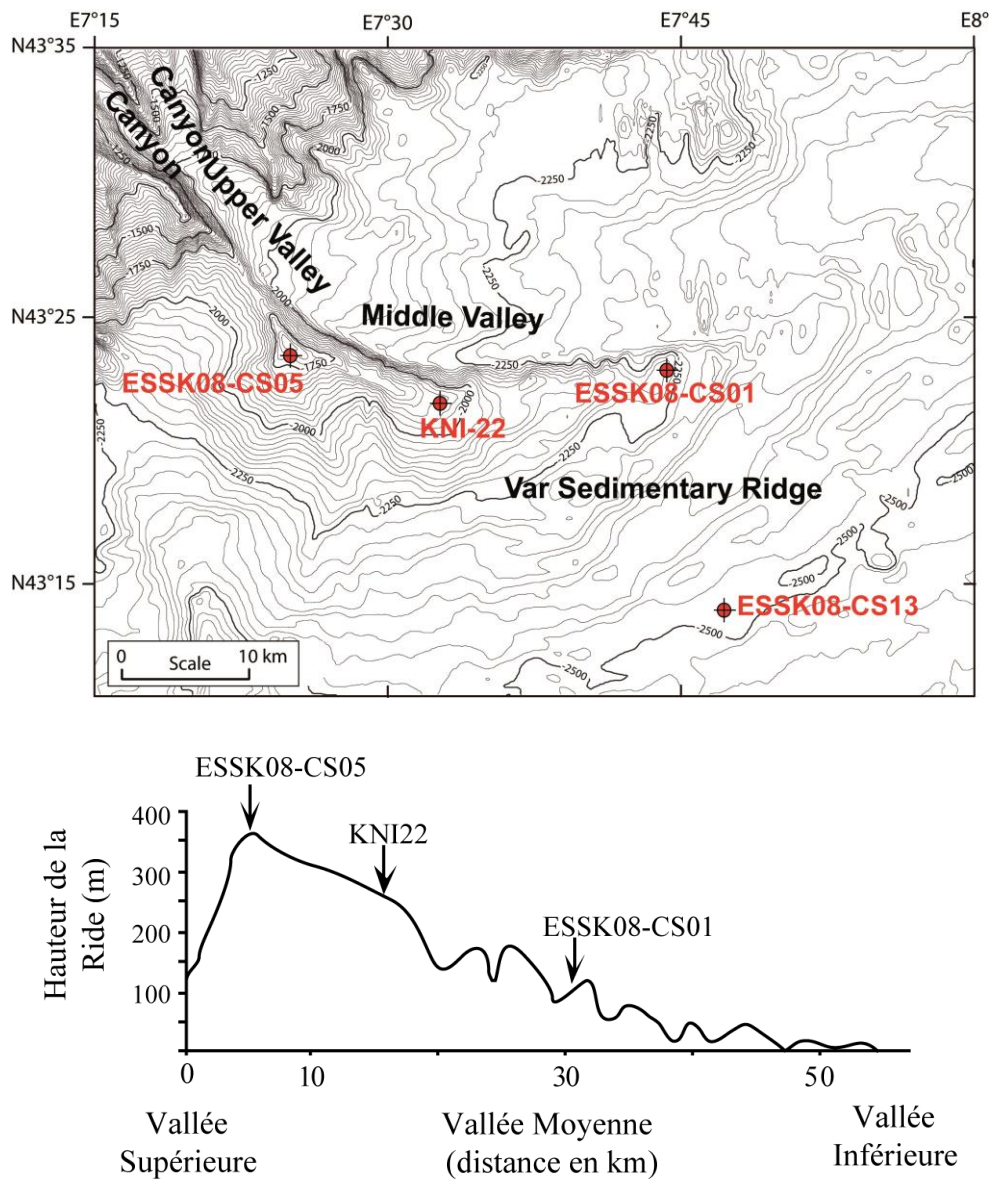


Figure 5.3 : Localisation, des 4 carottes sédimentaires - vue en carte (en haut ; modifié d'après Jorry et al., 2011) - sur le profil bathymétrique, suivant la crête de la Rive Sédimentaire du Var (en bas ; modifié d'après Migeon, 2000; hauteur de la Rive par rapport au chenal), où 3 d'entre elles ont été prélevées (notez que l'échelle verticale est exagérée).

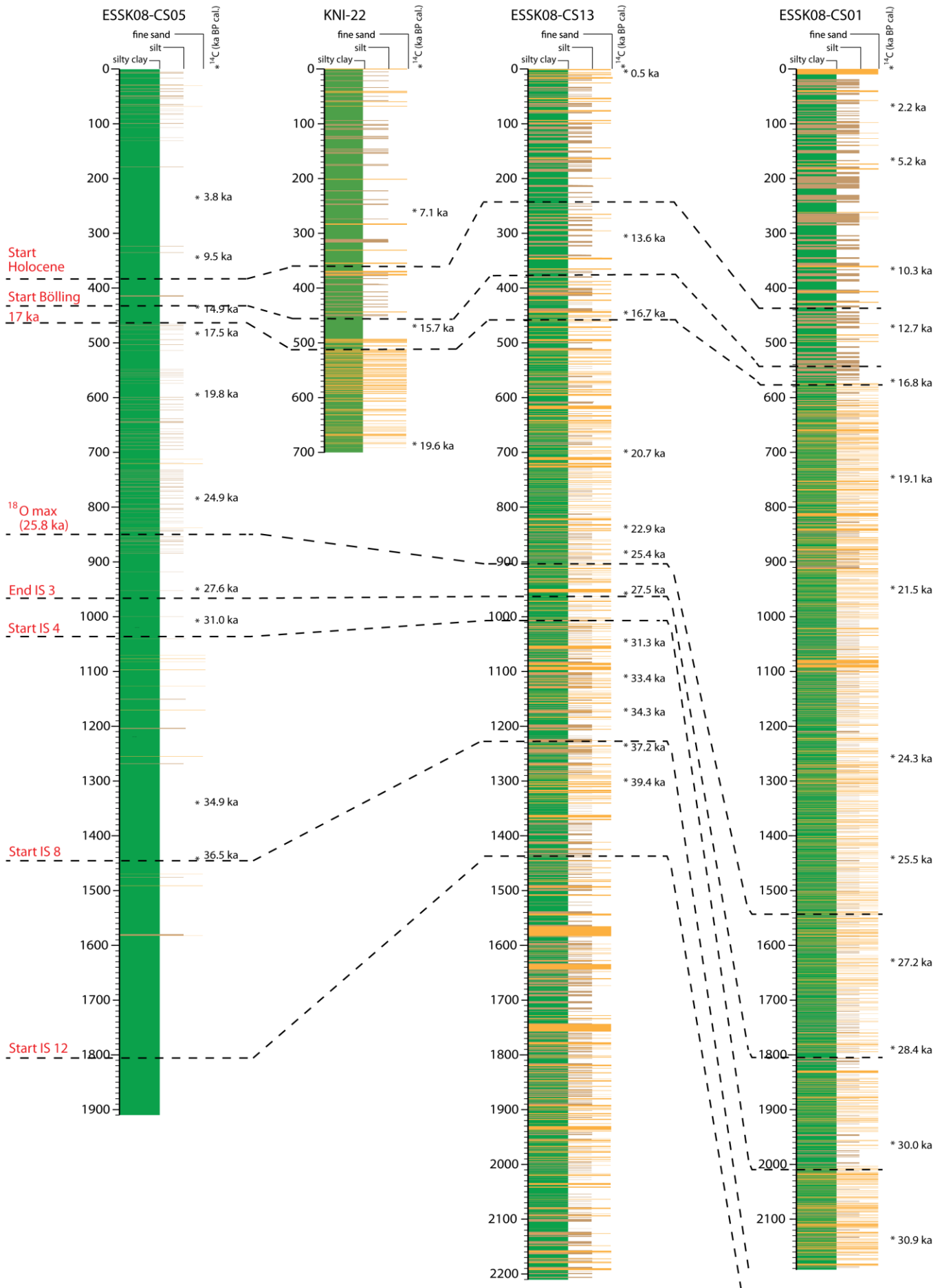


Figure 5.4 (page de gauche) : Logs synthétiques des quatre carottes prélevées sur la Ride Sédimentaire du Var (les logs détaillés des carottes ESK08 sont données en Annexe 1). Datations ^{14}C calibrées (*). Les corrélations entre les carottes (traits pointillés) ont été établies grâce aux modèles d'âge, les événements climatiques correspondant à ces lignes isochrones sont notés sur la gauche de la figure. Description de la carotte KNI22 par Migeon (2000).

B. Elaboration du modèle d'âge des carottes sédimentaires

Grâce au couplage climatique qui existe entre le pôle Nord et la Méditerranée (Cacho et al., 1999; Martrat et al., 2004), les variations de $\delta^{18}\text{O}$ enregistrées dans les foraminifères en Méditerranée sont synchrones des variations enregistrées dans les carottes de glaces groenlandaises (Martra et al., 2004; Frigola et al., 2008; Sierro et al., 2009), nous partons donc du postulat qu'il en va de même pour les foraminifères prélevés dans les faciès hémipélagiques sur la Ride Sédimentaire du Var. Ainsi, une augmentation des températures se traduit à la fois par un appauvrissement en ^{18}O (diminution du $\delta^{18}\text{O}$) dans le test des foraminifères et par un enrichissement en ^{18}O (augmentation du $\delta^{18}\text{O}$) dans les glaces du Groenland ; de même que se produit l'inverse lors d'un refroidissement (Figure 5.5). Les modèles d'âge des carottes sont basés sur la corrélation de ces variations avec celles enregistrées dans la carotte de référence North Grip (NGRIP) dont le calage temporel est précis. L'échelle de temps GICC05 (Svensson et al., 2006, 2008; Andersen et al., 2006) a été utilisée sur la période 0-60 ka, tandis que celle de NGRIP-members (2004) l'a été pour la période 60-75 ka. Par ailleurs, ces corrélations sont corroborées par des datations ^{14}C (Reimer et al., 2009 ; Figure 5.6 ; Table 4-3).

Au cours de ce travail, plus de 500 mesures de $\delta^{18}\text{O}$ ont été réalisées (Annexes 3), et 27 datations ^{14}C (Table 4-3) pour déterminer les modèles d'âge. A cela s'ajoute 11 datations ^{14}C et environ 200 points de mesure de $\delta^{18}\text{O}$ réalisés lors d'une précédente étude (Jorry et al., 2011). Les courbes de $\delta^{18}\text{O}$ obtenues pour chacune des carottes sont présentées dans la Figure 5.5. Chacun des stades et interstades des cycles de Dansgaard-Oeschger est bien marqué, reflétant des changements de température de surface de 2 à 5°C (Cacho et al., 1999; Martrat et al., 2004). De même, un enrichissement en ^{18}O est observé au moment des événements de Heinrich, résultant, lui, de l'entrée d'eau douce dans la Méditerranée par le détroit de Gibraltar, suite à la débâcle d'iceberg dans l'Atlantique Nord (Cacho et al., 1999; Sierro et al., 2005). La résolution temporelle de ces enregistrements est remarquable (un point de $\delta^{18}\text{O}$ tous les 250 ans en moyenne), compte tenu du fait qu'ils sont produits dans un environnement turbiditique. En effet, ces courbes présentent une résolution comparable à celles obtenues, sur le même intervalle de temps, dans les sédiments pélagiques de Méditerranée (e.g. Frigola et al., 2007; Sierro et al., 2009).

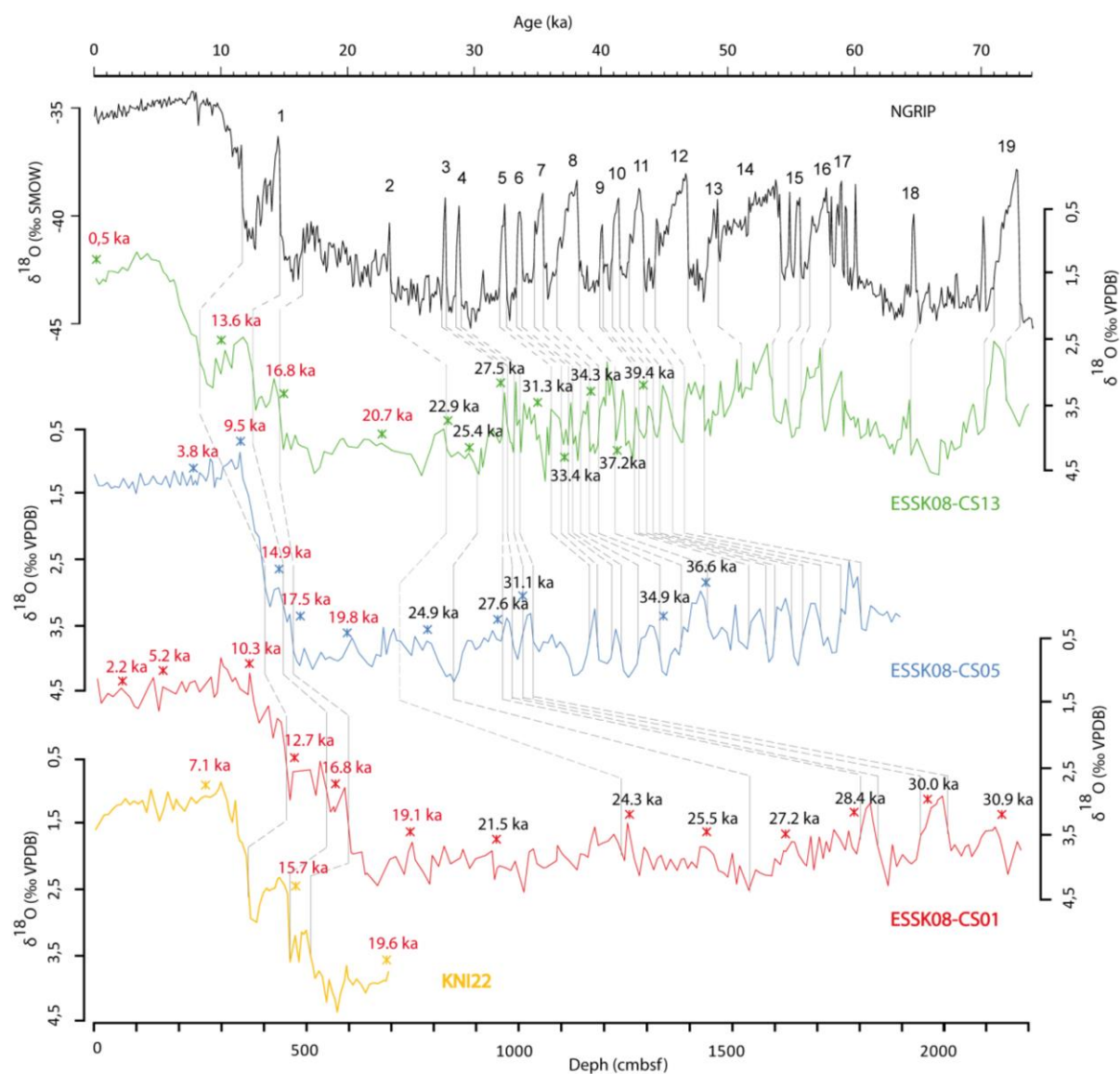


Figure 5.5 : Corrélation entre les variations de $\delta^{18}\text{O}$ G. bulloides enregistrées dans les carottes sédimentaires et la courbe de référence NGRIP (calibration GICC05). Les interstades des cycles de Dansgaard-Oeschger sont numérotés de 1 à 19. Localisation des datations ^{14}C ; les dates intégrées aux modèles d'âge sont représentées en rouge. La position des échantillons analysés dans les logs sédimentaires est fournie en Annexe 1.

Le modèle d'âge sur la période 0-20 ka des carottes ESK08-CS13, ESK08-CS05 et KNI22 est celui établi par Jorry et al. (2011). Il est basé sur la reconnaissance de certains événements dans les courbes de $\delta^{18}\text{O}$ (début du Bølling-Allerød, initiation de l'évènement de Heinrich 1, transition Dryas Récent-Préboréal) et sur les datations ^{14}C . Sur cette même période, le modèle d'âge de la carotte ESK08-CS01 a été établi de la même façon. Pour la période antérieure à 20 ka, les points d'attache du modèle d'âge sont placés à chaque transitions stade-interstade (Base GIS ; Table 5-1) et interstade-stade (Top GIS; Table 5-1) des cycles de Dansgaard-Oeschger. Les âges correspondant à ces événements dans la carotte NGRIP sont donnés dans la Table 5-1 (Sierro et al., 2009). Les datations ^{14}C obtenues pour la période antérieure à 20 ka n'ont pas été intégrées dans le modèle d'âge car leurs marges d'erreur sont trop importantes par rapport à la résolution offerte par les cyclicités de

Dansgaard-Oeschger (Table 4-3). Toutefois, la bonne cohérence, entre ces datations et les âges déduits par corrélation avec la courbe de NGRIP, apporte une validation aux modèles d'âges et confirme la continuité stratigraphique de l'enregistrement sédimentaire (Figure 5.6).

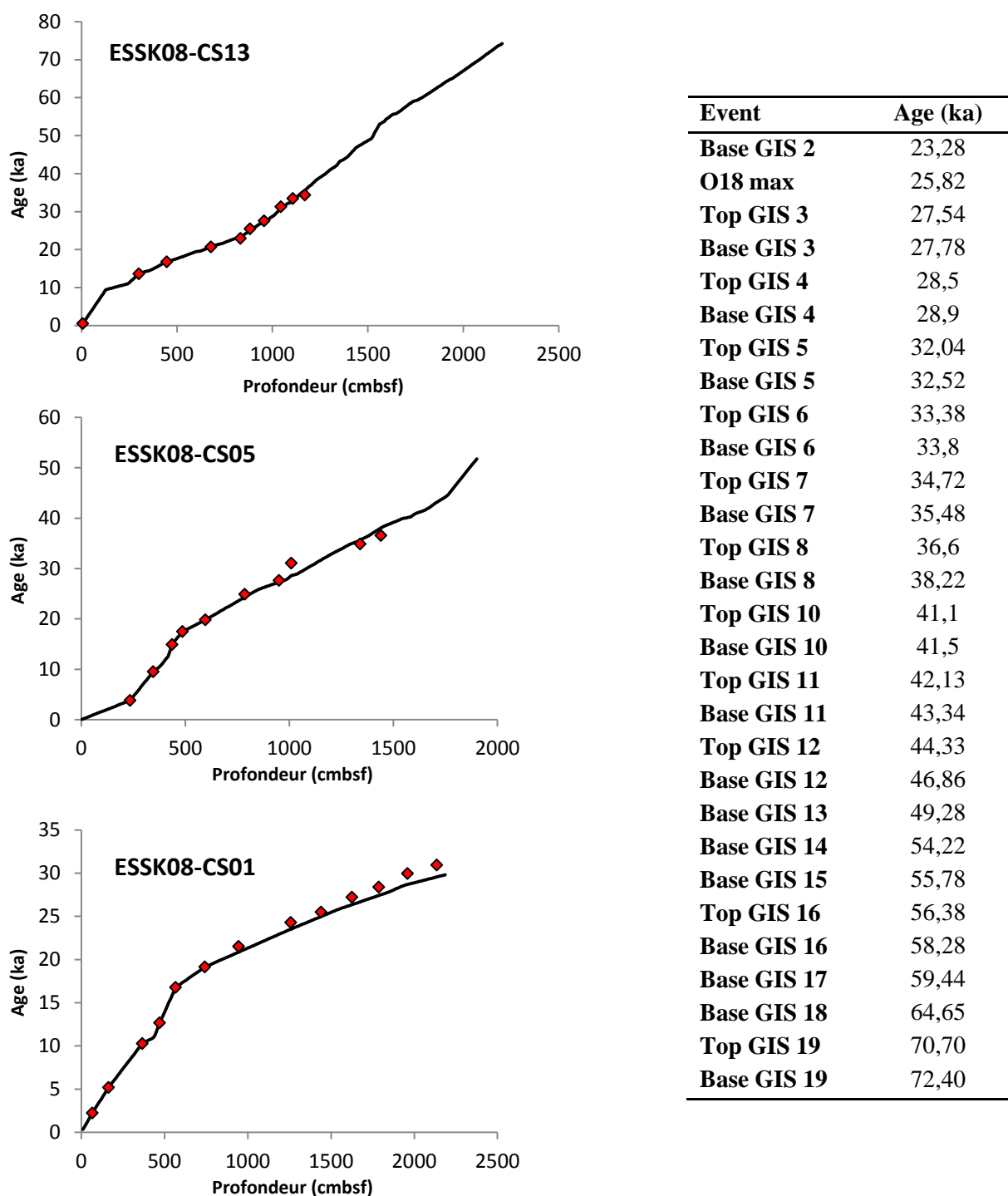


Figure 5.6 : Position des âges radiocarbone corrigés (points rouges) par rapport au modèle d'âge des carottes sédimentaires : ESK08-CS13 (haut), ESK08-CS05 (milieu) et ESK08-CS01 (bas). Calibration des âges ^{14}C réalisée avec la courbe de référence Marine09 (IntCal 09 assortie d'un âge réservoir de 400 ans ; Reimer et al., 2009) à l'aide du logiciel Calib Rev 6.1 (Stuiver et Reimer, 1993).

Table 5-1 : Ages NGRIP des événements climatiques utilisés pour l'élaboration des modèles d'âges (Sierra et al., 2009). GIS = Greenland Interstadial (Interstade).

Les turbidites se déposant de façon instantanée (quelques minutes à plusieurs jours), la prise en compte de leur épaisseur lors de l'interpolation linéaire entre les points de contrôle peut fausser le modèle d'âge, particulièrement lorsque le taux de sédimentation est faible, et lorsque les turbidites sont épaisses. Le modèle d'âge de la carotte ESK08-CS13, laquelle présente à la fois les taux de sédimentation les plus faibles et les turbidites les plus épaisses, a été établi en retirant l'épaisseur des turbidites qui dépassaient 3 cm. Comme le montre l'exemple présenté dans la Figure 5.7, la prise en compte de l'épaisseur de ces turbidites dans l'interpolation linéaire peut engendrer un décalage important en âge, ici de plus de 1 000 ans.

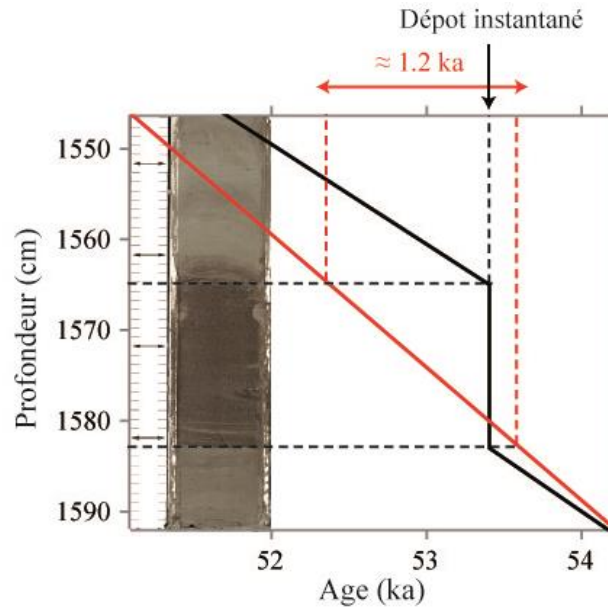


Figure 5.7 : Exemple de l'impact des turbidites épaisses sur le modèle d'âge (carotte ESK08-CS13). En rouge : modèle d'âge si l'épaisseur de la turbidite (18 cm) est prise en compte dans l'interpolation linéaire entre les points de contrôle, le dépôt de la turbidite s'effectue virtuellement en 1 200 ans. En noir : modèle d'âge si l'épaisseur est retirée de l'interpolation linéaire (le dépôt de la turbidite est considéré comme instantané)

Une courbe composite de $\delta^{18}\text{O}$, calée en âge, a été construite à partir des quatre courbes de $\delta^{18}\text{O}$ réalisées dans les carottes de la Ride Sédimentaire du Var (Figure 5.8) et servira de courbe de référence dans la suite de ce manuscrit.

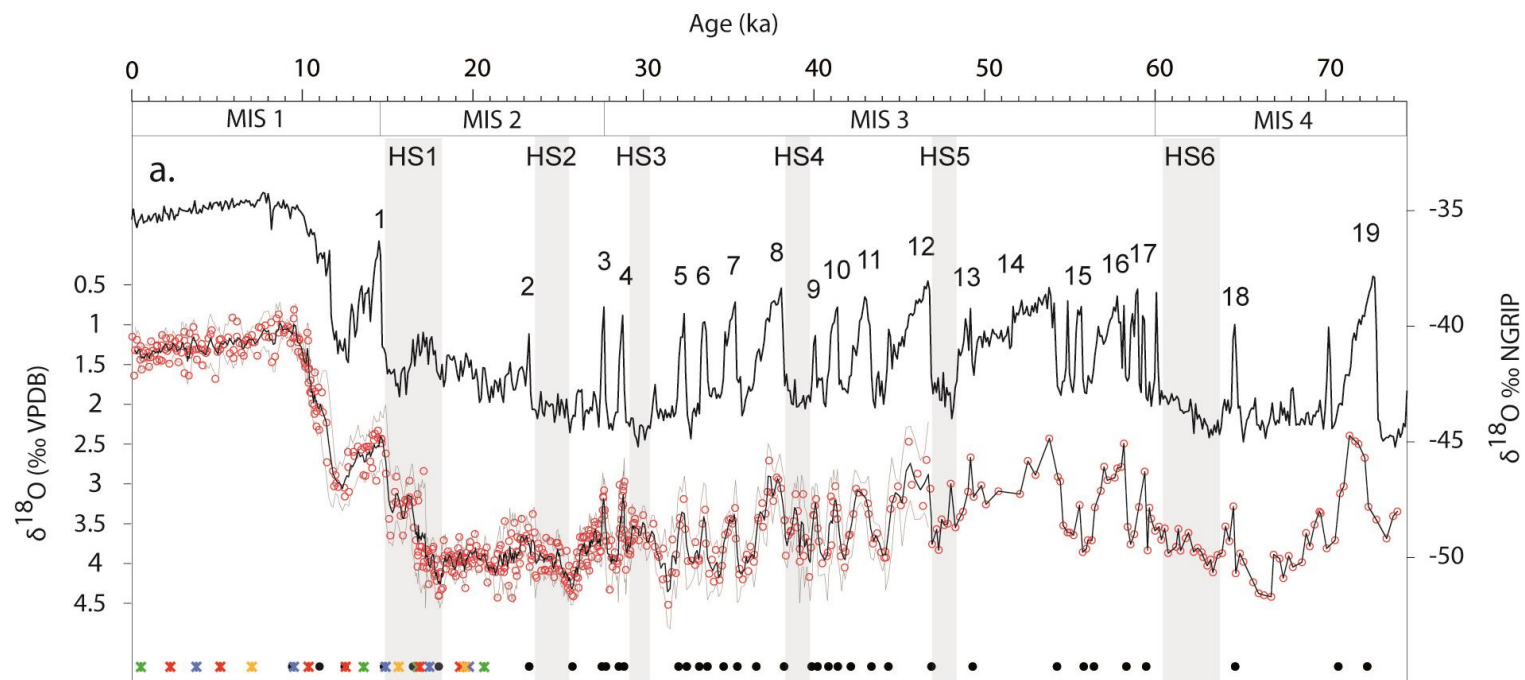


Figure 5.8 : Courbe composite de $\delta^{18}\text{O}$ de la Ride Sédimentaire du Var. Chaque point rouge est un point de mesure de $\delta^{18}\text{O}$. Les points de contrôle des modèles d'âge sont représentés en bas de la figure par des croix pour les datations ^{14}C (le code couleur pour les carottes est le même que dans la Figure 5.5) et par des points noirs pour les points de contrôle issus de la corrélation avec la courbe de référence de NGRIP (Table 5-1). Les Heinrich Stadials (HS) sont mis en évidence par des barres grises. Les interstades des cycles de Dansgaard-Oeschger sont numérotés de 1 à 19.

Chapitre 6 : Evolution des apports sédimentaires sur la Ride du Var depuis la dernière période glaciaire

Dans ce chapitre, sont tout d'abord détaillés les indicateurs sédimentologiques qui vont permettre de décrire la sédimentation sur la Ride du Var. Dans un second temps, nous verrons quels sont les processus qui contrôlent la répartition spatiale des apports sédimentaires sur la Ride. Enfin la dernière partie de ce chapitre sera consacrée à l'évolution des apports sédimentaires sur la Ride depuis la dernière période glaciaire. Nous montrerons que les changements dans le comportement hydro-sédimentaire du Var en réponse aux variations rapides du climat ont eu un profond impact sur l'activité turbiditique dans le système.

A. Indicateurs sédimentologiques de la variabilité des apports sédimentaires sur la Ride Sédimentaire du Var

1. Taux de sédimentation et taux d'accumulation des sables

Les taux de sédimentation des carottes prélevées sur la Ride sédimentaire du Var sont définis entre chaque point de contrôle du modèle d'âge (Figure 6.1). D'une carotte à l'autre, ces taux varient d'un facteur 2 (Table 6-1). Les taux de sédimentation les plus élevés sont trouvés dans la carotte ESKK08-CS01 (environ 70 cm/ka) et les plus faibles dans la carotte ESKK08-CS13 (30 cm/ka). Dans toutes les carottes, les taux de sédimentation sont maximums sur l'intervalle 17-32 ka, i.e. incluant le DMG et les prémices de la Terminaison 1 ; puis diminuent d'un facteur 2 à 4 autour de 17 ka (Figure 6.1). Sur l'intervalle 0-17 ka, qui comprend l'Holocène et la Terminaison 1, ils varient peu d'une carotte à l'autre (Table 6-1). Ainsi, la transition à 17 ka est atteinte entre 500 et 600 cmbsf dans toutes les carottes (Figure 5.4). La différence entre les taux de sédimentation moyens d'une carotte à l'autre s'explique par la différence entre ceux atteints pendant la période glaciaire (> 17 ka), où, par exemple, au moment du DMG, ils varient d'un facteur 3 : environ 120 cm/ka dans la carotte ESKK08-CS01, contre environ 40 cm/ka dans la carotte ESKK08-CS13 (Table 6-1).

Les taux d'accumulation des sables turbiditiques (facies sableux) le long de la Ride augmentent de l'amont vers l'aval du système (i.e. d'Ouest en Est), depuis la carotte ESKK08-CS05, où ils sont quasi nuls, jusqu'à la carotte ESKK08-CS01 où ils représentent près de 40% de l'épaisseur totale des sédiments déposés (Table 6-1). Les taux d'accumulation les plus élevés pour ces sables turbiditiques sont atteints pendant la période glaciaire et plus particulièrement au moment du DMG (entre 20 et 28 ka ; Figure 6.1).

Dans le détail, on remarquera également que les taux de sédimentation et les taux d'accumulation des sables enregistrés entre la fin de la période glaciaire et le milieu de l'Holocène (i.e. entre 17 et 5 ka ; Figure 6.1) sont plus bas que pour le reste des périodes

étudiées, cependant, tous deux augmentent au Préboréal, entre 11 et 10 ka (Figure 6.1). Par ailleurs, dans la carotte ESKK08-CS13, on peut observer qu'ils sont plus faibles au moment du MIS3 (28-60 ka) qu'au moment du MIS4 (60-75 ka).

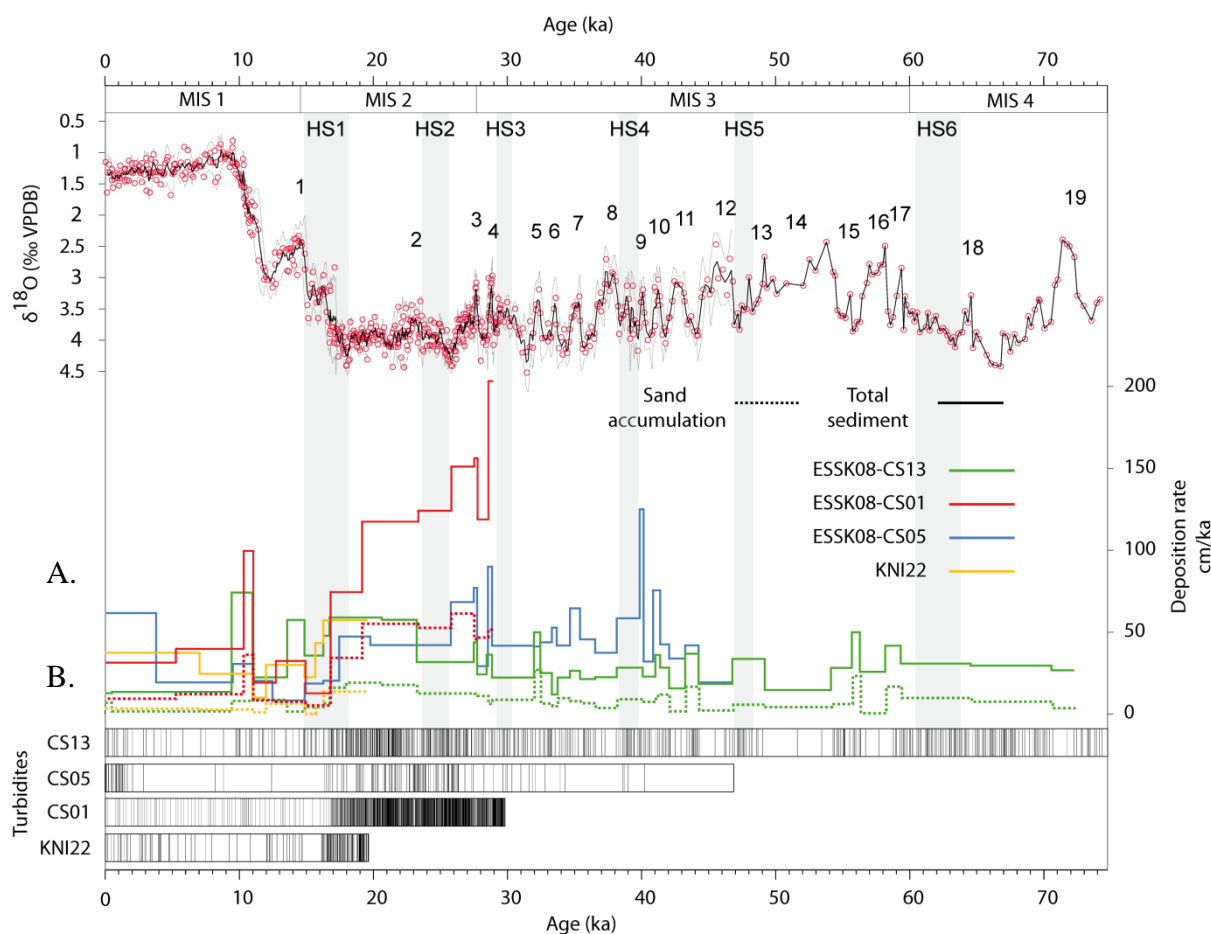


Figure 6.1 : A. Taux de sédimentation et taux d'accumulation des sables dans les carottes de la Ride Sédimentaire du Var, calculés entre les points de contrôle du modèle d'âge. B. Position des turbidites, en âge, dans les carottes.

	Taux de sédimentation (cm/ka)				Taux d'accumulation des sables (cm/ka)			
	CS05	KNI22	CS13	CS01	CS05	KNI22	CS13	CS01
Holocène (0 - 11 ka)	36	33	22	40	0	3	3	9
T1 end (11 - 17 ka)	16	28	35	22	0	5	6	13
T1start & LGM (17 - 32 ka)	47	54*	41	118	0	14*	14	51
DO cycles 5-12 (32 - 47 ka)	43	X	24	X	0	X	7	X
DO cycles 13-17 (47-58 ka)	X	X	24	X	X	X	7	X
MIS 4 (59-71 ka)	X	X	30	X	X	X	8	X
Total	39	35	30	69	0	5	8	27

Table 6-1 : Tableau comparatif des taux de sédimentation et taux d'accumulation des sables mesurés dans les carottes sédimentaires de la Ride du Var sur l'ensemble de la carottes (total) et pour six intervalles de temps : l'Holocène (0 à 11 ka), la dernière partie de la Terminaison 1 (11 à 17 ka), le début de la Terminaison 1 et le DMG (17 à 32 ka), les cycles de Dansgaard-Oeschger 5 à 12 (32 à 47 ka), les cycles de Dansgaard-Oeschger 13 à 17 (47 à 58 ka) et le MIS4 (59 à 71 ka). La base de la carotte KNI22 est datée autour de 20 ka, par conséquent, les taux de sédimentation signalés par * ont été calculés sur l'intervalle 17-20 ka.

La variabilité spatiale (d'une carotte à l'autre) et la variabilité temporelle (le long d'une même carotte) des taux d'accumulation des sables sont corrélées à l'abondance des séquences turbiditiques (Figure 6.1).

La variabilité temporelle des taux de sédimentation est elle aussi fonction de l'abondance des séquences turbiditiques, alors que spatialement, la relation semble plus complexe (Table 6-1). Par exemple, si les taux de sédimentation importants qui sont observés dans la carotte ESKK08-CS01 (située sur la partie aval, et la plus basse, de la Ride) sont effectivement dus au grand nombre de turbidites qu'elle contient, en revanche, la carotte ESKK08-CS05, ne contenant pourtant que peu de turbidites, montre des taux de sédimentation plus élevés que la carotte ESKK08-CS13 (Figure 6.1).

2. Granularité des sables turbiditiques

La granularité moyenne (D50) des sables contenus dans les faciès sableux des séquences turbiditiques a été mesurée dans les carottes ESKK08-CS13 et ESKK08-CS01. Pour cela, les faciès sableux les plus grossiers ont été échantillonnés, en s'attachant le plus possible à suivre un pas d'échantillonnage régulier (30 cm en moyenne). Ces sables turbiditiques sont plus grossiers dans la carotte ESKK08-CS01 (généralement $>100 \mu\text{m}$, et ponctuellement, dépassent $250 \mu\text{m}$) que dans la carotte ESKK08-CS13 où la granularité des sables dépasse rarement $150 \mu\text{m}$ (Figure 6.2).

Dans la carotte ESKK08-CS13, la granularité des sables turbiditiques est globalement plus élevée au moment du MIS 2 et du MIS 4. A l'inverse, elle est plus fine à partir de 14 ka (début du MIS 1) puis augmente durant la deuxième moitié de l'Holocène (Figure 6.2).

Dans la carotte ESKK08-CS01, la granularité des sables augmente clairement vers 20 ka, passant de $100 \mu\text{m}$ en moyenne, entre 30 et 20 ka, à $200 \mu\text{m}$, entre 20 et 16 ka. La granularité des sables observée après 16 ka est plus variable en raison du faible nombre de turbidites trouvées dans cet intervalle. Les sables turbiditiques sont particulièrement fins au moment de la Terminaison 1 (16-10 ka) puis sont plus grossiers pendant l'Holocène où leur granularité atteint régulièrement $200 \mu\text{m}$ (Figure 6.2).

Les variations de la granularité des sables turbiditiques peuvent refléter des changements dans la magnitude et le type des courants qui débordent sur la levée et/ou des changements dans la granularité des sables délivrée à l'embouchure (Piper et Savoye, 1993; Migeon et al., 2012). Ce second point est privilégié ici étant donné que la variabilité de la granularité des sables turbiditiques ne semble pas corrélée à celle de la fréquence des turbidites, qui elle, est plutôt liée aux changements de la nature des courants circulant dans le système (Piper et Savoye, 1993). La granularité des sables est plus élevée au moment du MIS 2 et du MIS 4 (Figure 6.2), c'est-à-dire pendant les périodes de bas niveau marin. Au cours de ces périodes, le delta de bas niveau marin est peu développé, les sables atteignent facilement l'embouchure (Piper et Savoye, 1993; Dubar, 2003). A l'inverse, la granularité des sables est plus fine au moment de la Terminaison 1 et au début de l'Holocène. Durant cette période, le niveau marin remonte et le delta de haut niveau marin se construit progressivement, les sables restent alors piégés en amont de l'embouchure (Dubar, 2003). L'augmentation de la granularité des sables

observée au moment de l'Holocène pourrait, elle, être le reflet d'une augmentation de la capacité de transport (du débit) pendant les crues en raison de l'installation de conditions plus humides à cette époque.

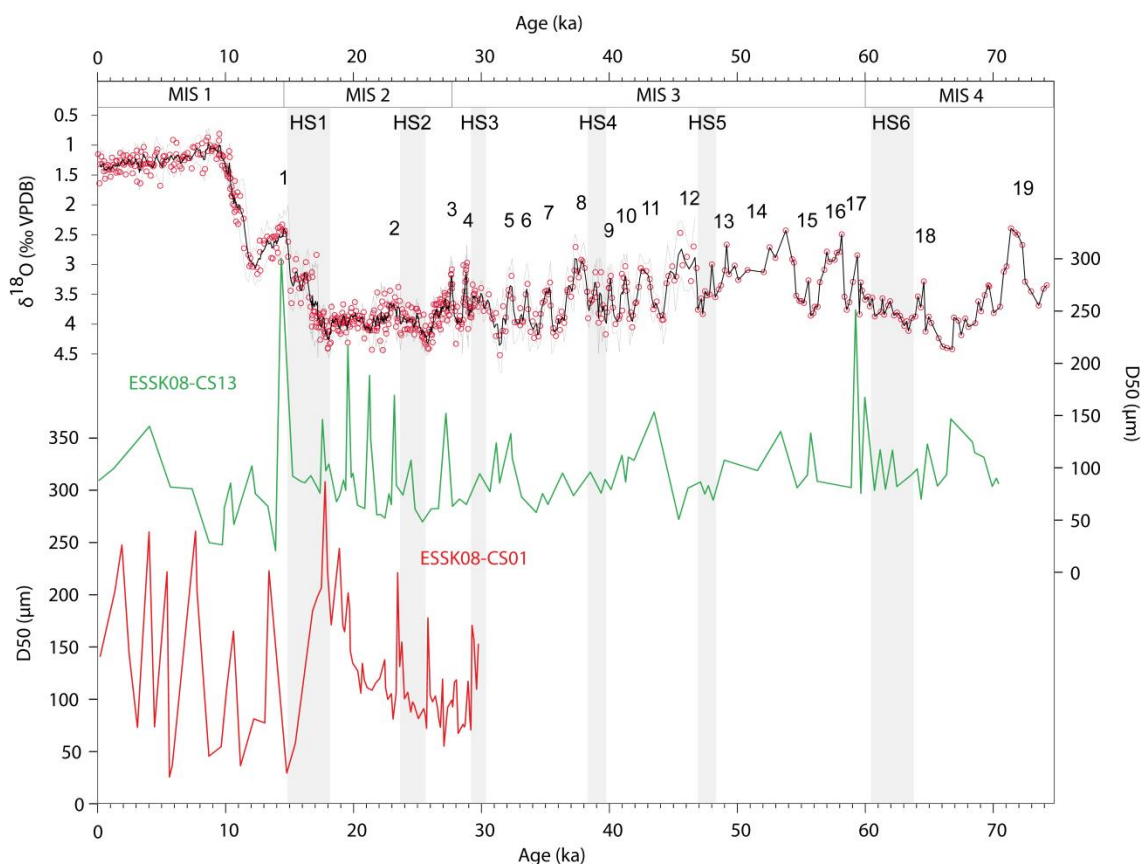


Figure 6.2 : Evolution de la granularité médiane (D50) des sables turbiditiques dans les carottes ESK08-CS13 et ESK08-CS01 ; la position des échantillons est donnée en Annexe 1.

3. Fréquence des dépôts turbiditiques

Classiquement, la fréquence des dépôts turbiditiques est établie en comptabilisant le nombre de turbidites par intervalle de temps (e.g. Droxler et al., 1985; Nakajima et Itaki, 2007; Bourget et al., 2010). L'approche utilisée ici est légèrement différente dans la mesure où un âge a été attribué à chaque séquence turbiditique par interpolation linéaire entre les points de contrôle. Cette méthode permet de construire plus rapidement des courbes de fréquence à haute résolution. L'objectif est de pouvoir examiner la variabilité de la fréquence des turbidites au cours des cycles de Dansgaard-Oeschger, or les stades et interstades les plus brefs au cours de ces cycles ont une durée d'environ 500 ans. L'intervalle de temps choisi ici est donc de 500 ans, car les taux de sédimentation (ex : 15 cm/500 ans en moyenne pour la carotte ESK08-CS13) et la fréquence des turbidites (ex : 5 turbidites/500 ans en moyenne pour la carotte ESK08-CS13 ; Figure 6.3) ne sont pas suffisants pour donner des valeurs significatives sur un intervalle de temps plus court. Toutefois, pour ne pas obtenir un signal trop lissé au niveau des cycles de Dansgaard-Oeschger, la fréquence des turbidites a été calculée tous les 100 ans (i.e. courbe de fréquence glissante). Ainsi, la fréquence des turbidites calculée au milieu des stades et interstades les plus courts s'approche de la fréquence réellement atteinte pendant ces stades.

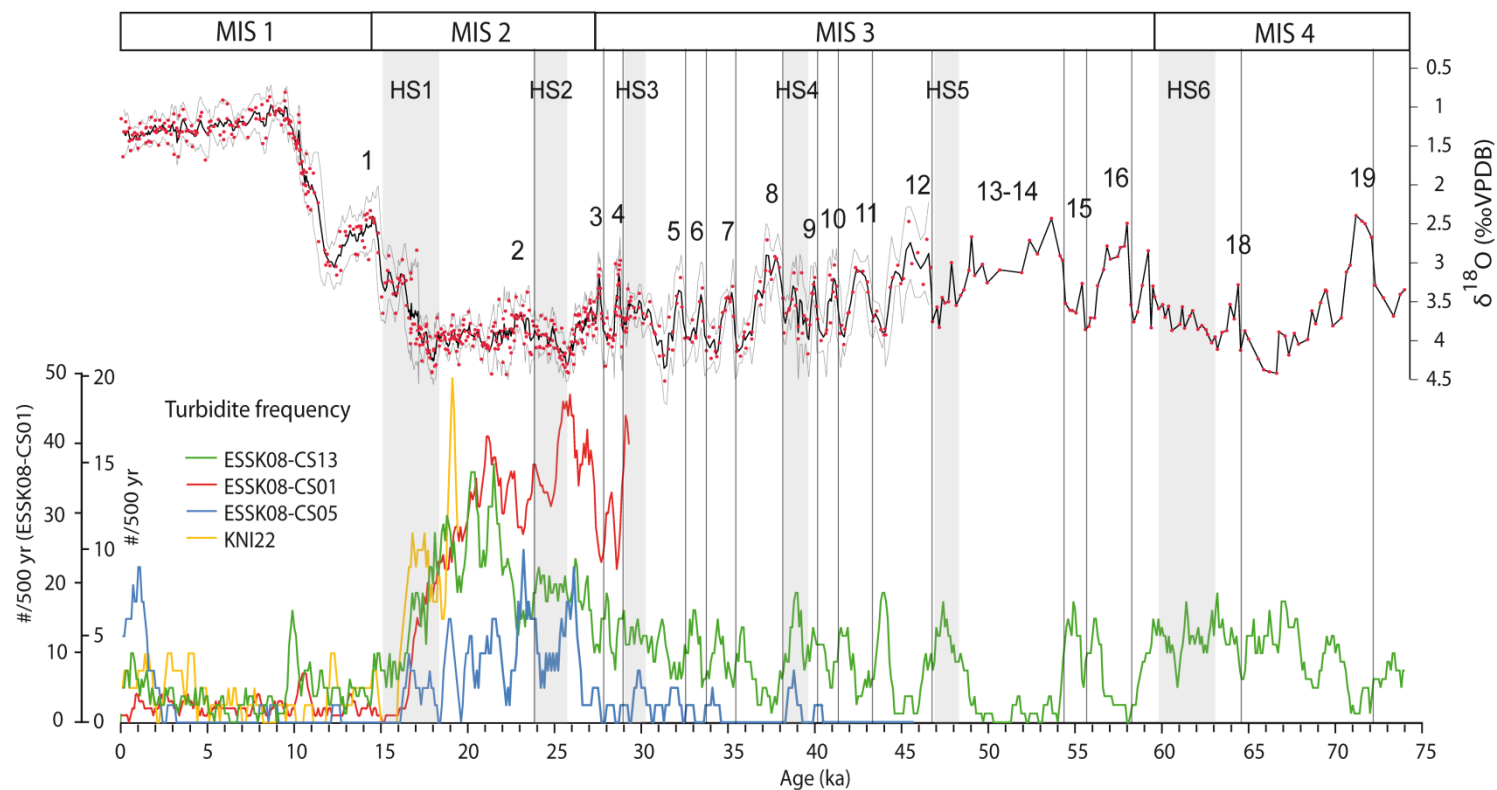


Figure 6.3 : Evolution de la fréquence des turbidites observées dans les carottes de la Ride sédimentaire du Var (nombre de turbidites par 500 ans, calculé tous les 100 ans). L'échelle de la fréquence des turbidites pour la carotte ESK08-CS01 (à gauche de l'axe) est différente de celle utilisée pour les autres carottes (à droite de l'axe).

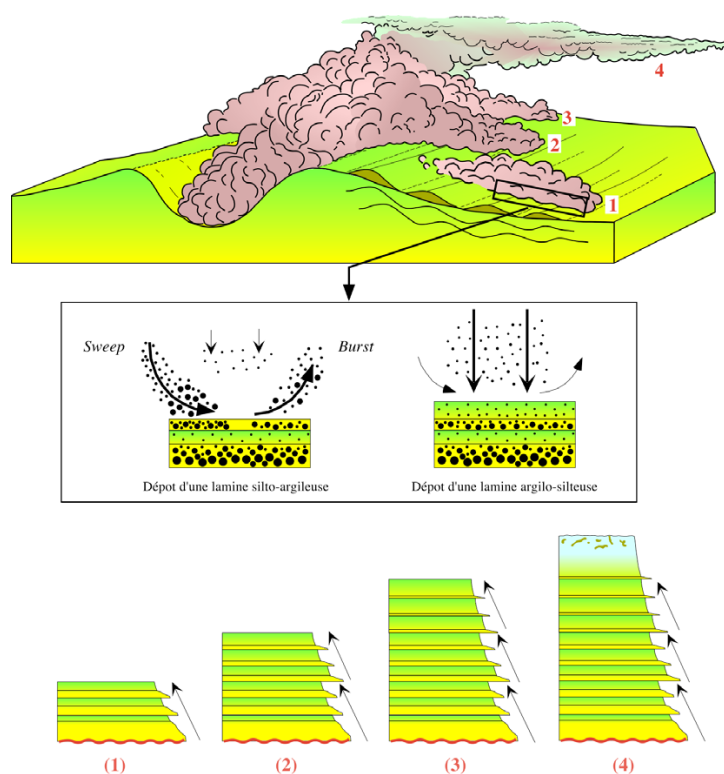


Figure 6.4 : Schémas illustrant la mise en place, sur une levée, par débordement successif de plusieurs convolutions d'un même écoulement, de séquences turbiditiques organisées en plusieurs sous-séquences montrant un granoclassement inverse (d'après Migeon, 2000).

Deux courbes de fréquence (minimum et maximum) ont été établies pour la carotte ESSK08-CS13. La courbe de fréquence présentée dans la Figure 6.3 correspond à la moyenne de ces deux courbes. La distinction min/max n'a été jugée nécessaire que pour cette carotte ESSK08-CS13 car celle-ci montre les variations les plus intéressantes malgré un nombre de turbidites assez faible (e.g. en comparaison de la carotte ESSK08-CS01). La différence de comptage entre ces deux courbes peut être considérée comme la marge d'erreur liée à l'interprétation des dépôts. La fréquence des turbidites représente en réalité la fréquence des écoulements gravitaires dont le passage est enregistré dans l'archive sédimentaire, or dans certains cas, un même écoulement peut créer plusieurs séquences de dépôts (i.e. sous-séquences). Ce type de dépôts, organisés en sous-séquences, se produisent lorsque plusieurs convolutions d'un même écoulement turbulent débordent successivement sur la levée, chaque débordement déposant une sous-séquence montrant un granoclassement inverse (phénomène de succession de *bursts* et de *sweeps* ; Hesse et Chough, 1980 ; Migeon, 2000 ; Figure 6.4). La différence de comptage porte donc essentiellement sur les séquences turbiditiques successives (sans dépôt hémipélagique intercalé), montrant une tendance générale au granoclassement normal (Figure 6.4). De plus, certaines hyperpycnites, constituées d'un horizon fin surmonté par un horizon sableux dont la base est nette ou érosive (Figure 2.16 ; Mulder et al., 2001a, 2003) peuvent être interprétées à tort comme des dépôts successifs dus à deux écoulements différents. Lors du comptage « minimum », les dépôts que nous venons de décrire sont considérés comme appartenant à un même écoulement, alors que lors du comptage « maximum », ils sont interprétés comme étant liés au passage de deux écoulements distincts. Dans la carotte ESSK08-CS13, les deux méthodes de comptage

donnent des différences de 1 à 2 turbidites par 500 ans, ce qui ne modifie pas significativement l'allure de la courbe de fréquence (voir Figure 6 de l'article). Pour les autres carottes, seul un comptage « minimum » a été réalisé.

Les courbes de fréquence sont présentées dans la Figure 6.3. La fréquence des turbidites observée dans les carottes reflète l'activité du débordement, sur la Ride, des écoulements turbulents circulant dans le chenal.

Entre 0 et 16 ka, la fréquence des turbidites est similaire dans les quatre carottes, allant de 0 à 5 turbidites par 500 ans. Au cours de cette période, les fréquences les plus élevées (5 turbidites par 500 ans) sont observées au moment du Préboréal (autour de 10 ka) et pendant la deuxième moitié de l'Holocène (entre 0 et 5 ka). Les fréquences les plus basses sont observées pendant la première moitié de l'Holocène (entre 10 et 5 ka), et pendant la période qui couvre la fin de l'Heinrich 1, le Bølling-Allerød et le Dryas Récent (entre 16 et 11 ka).

Dans toutes les carottes, la fréquence des turbidites augmente rapidement entre 16 et 17 ka et est maximale pendant le Dernier Maximum Glaciaire (entre 17 et 30 ka). Au cours de cet intervalle, les carottes ESK08-CS13 et KNI22 montrent des fréquences similaires, oscillant entre 8 et 20 turbidites par 500 ans, alors qu'elle ne dépasse pas 8 turbidites par 500 ans dans la carotte ESK08-CS05. En revanche la fréquence des turbidites observées dans la carotte ESK08-CS01 est comprise entre 20 et 50 turbidites par 500 ans, soit 2 à 5 fois plus que celles observées dans les autres carottes. Trois baisses de la fréquence des turbidites apparaissent de façon synchrone dans les carottes ESK08-CS01 et ESK08-CS13, au moment des Interstades 2, 3 et 4. A l'inverse, des pics de fréquence ont lieu dans ces deux carottes avant et après l'Interstade 2, respectivement entre 20 et 22 ka et entre 24 et 26 ka.

Avant 30 ka, la fréquence des turbidites dans la carotte ESK08-CS05 est faible (0 à 3 turbidites par 500 ans), avec néanmoins deux pics de fréquence (3 turbidites par 500 ans) observés au moment des Heinrich stadials 3 et 4. Dans la carotte ESK08-CS13, au cours des MIS 3 et 4, le synchronisme entre les variations de la fréquence des turbidites et les cyclicités de Dansgaard-Oeschger est remarquable : les maximums de fréquence sont atteints pendant les stades et les Heinrich stadials et les minimums pendant les interstades. Les fréquences les plus basses sont observées pendant les Interstades 8, 12, 14, 16 et 19 (i.e. interstades les plus longs) alors que les plus hautes se situent au moment des Heinrich stadials, au cours desquels la détérioration climatique est la plus marquée.

B. Répartition spatiale des apports sédimentaires sur la Ride Sédimentaire du Var

La répartition spatiale des sédiments sur la Ride Sédimentaire du Var a fait l'objet de nombreuses études qui ont fait de ce système un véritable cas d'étude de la sédimentation sur les levées turbiditiques (Savoie et al., 1993; Migeon, 2000; Migeon et al., 2001, 2006, 2012). Seules les informations nécessaires à la compréhension du jeu de données obtenues dans le cadre de ce travail seront développées ici. Il s'agit en premier lieu de comprendre les processus à l'origine de l'évolution de la sédimentation (taux de sédimentation, fréquence des turbidites et proportion de sables) le long de la Ride. D'amont en aval, la hauteur de la Ride

diminue, partant de 350 m au niveau du site ESSK08-CS05 jusqu'à 130 m au niveau du site ESSK08-CS01 ; alors que, dans le même temps les taux de sédimentation, la fréquence des turbidites et les taux d'accumulation des sables, augmentent. Il est à noter que cette évolution latérale est davantage marquée pendant la période glaciaire qu'au moment de l'Holocène, car elle résulte de différences dans la sédimentation des écoulements turbulents, et que ces derniers semblent avoir été plus fréquents pendant la période glaciaire (Figure 6.3).

Les débordements par phénomène « *d'overbank* » sont plus fréquents sur la partie basse de la Ride et par conséquent les taux de sédimentation y sont plus importants. A l'intérieur des écoulements turbulents, les sédiments les plus grossiers, i.e. les sables, sont transportés à la base du courant, là où la vitesse est la plus grande (Figure 6.5). Dans la partie haute du courant, la vitesse de l'écoulement diminue, ainsi que la taille des particules transportées (Stacey et Bowen, 1988 ; Figure 6.5.c). La stratification des particules, en fonction de leur taille, qui s'opère dans les écoulements turbulents se répercute sur la granularité des dépôts de débordement le long de la Ride (Figure 6.5.b.c). En effet, les sédiments turbiditiques deviennent plus grossiers au fur et à mesure que la levée s'abaisse. Ainsi, dans la partie la plus basse de la Ride, à l'Est, la base des écoulements turbulents déborde plus facilement et les faciès sableux y sont plus abondants (Migeon, 2000; Migeon et al., 2001, 2006, 2012). De plus, au cours de leur trajet, les écoulements turbulents se délestent des particules fines par l'action à la fois des processus « *d'overbank* » et de « *flow stripping* ». Ainsi, progressivement, les écoulements turbulents tendent à s'enrichir en particules sableuses. Ces particules restent confinées dans le chenal jusqu'au moment où la levée devient suffisamment basse pour qu'elles débordent (*overbank* ; Figure 6.5.c). Cet enrichissement relatif est vraisemblablement à l'origine de la grande abondance de sables sur la partie basse de la Ride et dans le lobe distal (Migeon, 2000).

La Ride atteint sa hauteur maximale dans sa partie la plus orientale, au niveau de l'entrée dans la vallée moyenne, là où le chenal présente un coude prononcé favorisant des apports en sédiments fins plus ou moins réguliers par les processus de « *flow stripping* » (c'est aussi à cet endroit que se produit le ressaut hydraulique ; Figure 2.11). La carotte ESSK08-CS05 prélevée au sommet de la Ride montre des taux de sédimentation élevés, malgré un nombre peu important de turbidites, qui pourrait témoigner de ce mode d'alimentation.

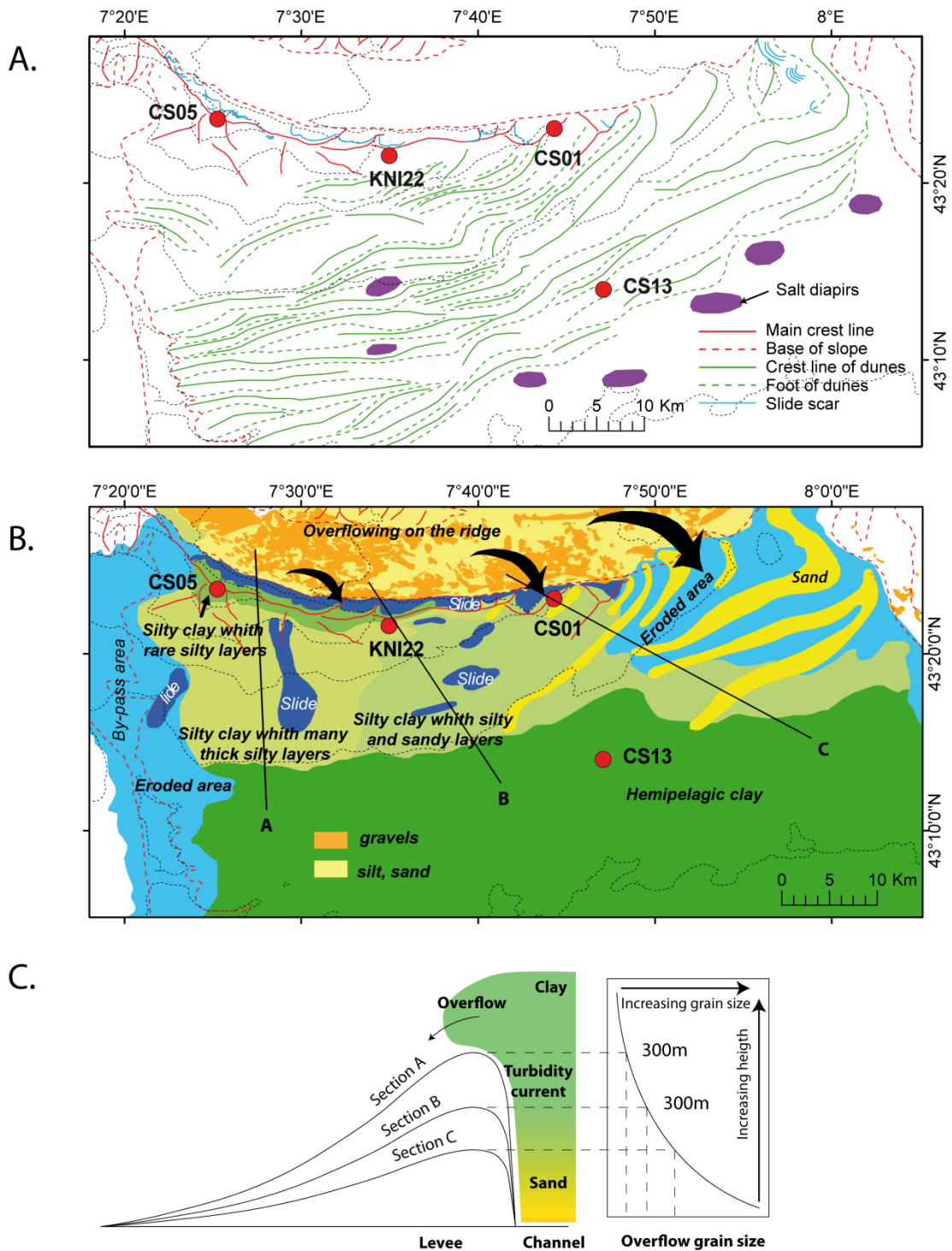


Figure 6.5: A. Carte morphologique de la Ride sédimentaire du Var. B. Carte de répartition des sédiments à la surface de la Ride: le fond du chenal est occupé par des sables et des graviers. C. Modèle de dépôt des sédiments sur la ride par le processus d'overbank (modifié d'après Dennielou et al., 2006) permettant d'expliquer leur répartition le long de la Ride. Au niveau des sections A, B et C, la ride s'élève respectivement à environ 300, 200 et 130m au-dessus du chenal.

Une fois la crête de la ride passée, les courants s'écoulent sur le flanc Sud en suivant la ligne de plus grande pente. Leurs passages répétés sont à l'origine de la construction de dunes géantes sur le flanc Sud de la Ride (Migeon, 2000). La position de ces dunes (Figure 6.5.a)

ainsi que leur orientation semblent indiquer que les écoulements responsables des dépôts turbiditiques dans la carotte ESK08-CS13 débordent entre les sites KNI22 et ESK08-CS01. Toutefois, les niveaux sableux observés dans cette carotte ESK08-CS13 sont plus épais que ceux présents dans la carotte ESK08-CS01. Pour atteindre le site de la carotte ESK08-CS13 les écoulements turbulents parcourent une distance plus longue que pour rejoindre le site de la carotte ESK08-CS01, ils doivent donc avoir subi un délestage des particules fines et un enrichissement relatif en sables plus important (Migeon et al., 2006).

C. Evolution de l'activité turbiditique du Var depuis la dernière période glaciaire et implications paléoclimatiques

Cette partie se compose tout d'abord d'un résumé, en français, des principaux résultats de l'article "*Millennial-scale response of a Western Mediterranean river to Late Quaternary climate changes : a view from the deep sea*" paru dans la revue *The Journal of Geology* en novembre 2014. Dans cet article, nous nous intéressons à l'évolution de l'activité turbiditique sur la Ride du Var depuis la dernière période glaciaire. Nous verrons qu'au cours du temps, cette évolution est intimement liée aux conditions climatiques et glaciaires qui règnent dans le bassin versant. Nous discuterons alors des mécanismes à l'origine de ce lien. La fin de ce chapitre est consacrée à l'évolution de l'activité turbiditique sur la Ride Sédimentaire du Var au cours des derniers millénaires, et à l'implication possible du développement de l'activité anthropique dans le bassin versant, discussion qui n'a pas été initialement proposée dans l'article.

1. Résumé des principaux résultats de l'article

Cet article présente, en premier lieu, la chronostratigraphie des carottes sédimentaires, qui a déjà été exposés dans le Chapitre 5. Toutefois, nous insisterons sur le fait que la résolution de l'enregistrement proposé ici est remarquable puisque les points de contrôle sont espacés de moins de 2 000 ans en moyenne (intervalles variant de 400 à 9 000 ans). Des résolutions millénaires ont certes déjà été obtenues pour des environnements turbiditiques (e.g. Romans et al., 2009 et Covault et al., 2010 pour la marge californienne; Toucanne, 2009 pour le système Celtique-Armoricain; Jorry et al., 2011 pour le système du Var) principalement depuis le dernier maximum glaciaire, mais l'originalité de ce travail est qu'il présente, pour la première fois une telle résolution établie sur une période de temps aussi longue (0-75 ka pour la carotte ESK08-CS13). Ce niveau de détail est rendu possible grâce à l'utilisation d'une stratigraphie isotopique ($\delta^{18}\text{O}$) haute résolution, qui permet non seulement un calage temporel précis au-delà de la limite d'application des datations ^{14}C (≈ 50 ka), mais aussi de replacer le dépôt des sédiments turbiditiques dans un contexte climatique régional et global, étant donné que les variations de $\delta^{18}\text{O}$ sont essentiellement causées par les variations de température et de salinité des eaux de surface. L'utilisation de cette stratigraphie isotopique, validée par des datations AMS ^{14}C , s'est révélée particulièrement efficace pour dater les sédiments déposés au cours des cycles de Dansgaard-Oeschger, puisqu'un point de contrôle a été identifié à chaque transition stade/interstade et interstade/stade (i.e. un point tous les 1 000 ans en moyenne). Le but de cet article est donc tout d'abord de démontrer qu'il est possible de

produire un cadre stratigraphique à haute résolution dans des séries turbiditiques et que celles étudiées ne contiennent pas de lacunes d'érosion notoires.

L'objectif suivi dans cet article a été de caractériser l'évolution de la fréquence des turbidites dans les carottes sédimentaires. Cette fréquence est interprétée comme le reflet de l'activité du débordement des écoulements turbulents sur la Ride Sédimentaire du Var. Il en résulte deux observations majeures :

- Les débordements ont été plus fréquents pendant la période glaciaire qu'au cours de l'Holocène et de la Terminaison 1. Cette différence, très nette dans de nombreuses carottes sédimentaires prélevées sur la Ride, avait déjà été rapportée dans plusieurs études (Piper et Savoye, 1993; Migeon, 2000; Jorry et al., 2011). La transition entre ces deux périodes avait été située à la limite Pléistocène-Holocène, grâce notamment à plusieurs datations ^{14}C . Or dans notre étude, nous sommes parvenus à la dater plus précisément : entre 17 et 16 ka, c'est-à-dire pendant l'Heinrich stadial 1.
- L'évolution de la fréquence des turbidites au sein de la période glaciaire suit les cycles de Dansgaard-Oeschger : les débordements sont plus fréquents pendant les stades froids et secs (stades et Heinrich stadials) que lors des interstades chauds et humides. Par ailleurs, la fréquence des turbidites est particulièrement élevée pendant les Heinrich stadials et particulièrement faible pendant les interstades les plus longs (IS 8, 12, 14, 16). Par conséquent, cette évolution semble aussi modulée par les cycles de Bond.

Il est d'abord important de rappeler que l'activité de débordement sur les levées turbiditiques, d'une manière générale, n'est pas forcément le reflet l'activité turbiditique à l'échelle du système, mais s'avère plutôt liée à la magnitude des courants qui le parcourent (Piper et Normark 1983; Skene et al., 2002 ; Nakajima et al., 2007). La différence d'activité turbiditique observée sur la Ride Sédimentaire du Var entre la période glaciaire et l'Holocène – Terminaison 1 serait plutôt due à un changement dans le type de courants dominants qui circulent dans le système (Piper et Savoye, 1993). A l'Holocène – Terminaison 1, les courants de turbidité « embrasés », qui suivent un glissement de masse, prédominent mais peinent à déborder sur la Ride Sédimentaire du Var. Pendant la période glaciaire, les courants hyperpycniaux prédominent, plus épais que les courants de turbidité, ils débordent plus facilement sur la Ride. Selon Piper et Savoye (1993), le déclenchement plus fréquent de courants hyperpycniaux de haute magnitude pendant la période glaciaire est lié aux grandes quantités de sédiments fluvioglaciaires transportées par le Var. Afin de confirmer cette hypothèse, une courbe d'un indice de provenance des sédiments a été établie à partir des mesures élémentaires réalisées par *XRF core scanner* de la carotte ESSK08-CS05 (la construction de cette courbe est détaillée dans le Chapitre 7). Celle-ci met en évidence qu'un changement important de la source des sédiments est intervenue vers 16 ka. Avant 16 ka, les sédiments semblent provenir en plus grande part des zones du bassin versant où se trouvent les glaciers. La chute de l'activité turbiditique enregistrée sur la Ride Sédimentaire du Var vers 16 ka est donc interprétée comme étant liée au retrait des glaciers du bassin versant et à l'arrêt de l'alimentation en sédiments glaciaires du fleuve, dont la capacité à générer des

courants hyperpycnaux se trouve ainsi réduite. C'est en effet à cette époque (entre 20 et 16 ka; Hinderer, 2001; Ivy-Ochs et al., 2004, 2008; Schaefer et al., 2006) que les glaciers alpins subissent une phase de retrait majeure.

La relation, entre l'activité turbiditique et le climat, observée pendant les cycles de Dansgaard-Oeschger se caractérise par une forte activité turbiditique pendant les périodes arides et une faible activité turbiditique pendant les périodes plus humides. Ce schéma semble contredire celui déjà établi lors de plusieurs études menées sur des dépôts turbiditiques (e.g. Couvaut et al., 2010 sur la marge californienne ; Nakajima et Itaki, 2007 sur la ouest marge japonaise) où l'activité turbiditique aurait tendance à s'intensifier pendant les périodes humides du fait de l'augmentation des flux sédimentaires. Dans le cas du Var, nous suggérons plutôt que l'activité turbiditique observée sur la Ride Sédimentaire du Var est contrôlée par l'activité hyperpycnale du fleuve qui reflète des changements dans la concentration en sédiment lors des crues, plutôt que des changements dans les flux sédimentaires eux-mêmes. Il est généralement admis que les courants hyperpycnaux se déclenchent plus facilement lors de crues intervenant après une période de sécheresse (Mulder et Syvitski, 1995; Mulder et al., 2003). Par conséquent, nous concluons que, lors des stades froids et arides, les précipitations faibles et le couvert végétal peu développé favorisent l'augmentation de la concentration en sédiment pendant les crues et donc intensifie l'activité hyperpycnale du fleuve. A l'inverse, l'augmentation des précipitations et du couvert végétal pendant les interstades (chauds et humides) tend à la diminuer. Nous noterons que l'intensification de l'activité hyperpycnale du Var pendant les stades froids et secs est corrélée aux phases d'aggradation observées dans de nombreuses rivières sur l'ensemble du pourtour méditerranéen et interprétées comme le résultat d'une augmentation des apports sédimentaires, notamment en raison du couvert végétal épars qui favorise l'érosion des versants (Macklin et al., 2012).

En conclusion, nous soulignons le fait que, contrairement à ce qui a été mis en évidence récemment par plusieurs modélisations (Jerolmack et Paola, 2010; Simpson et Castellort, 2012; Armitage et al., 2013; Coulthard et Van de Wiel, 2013), les résultats présentés dans cet article suggèrent que des modifications rapides et cycliques de la concentration en sédiment peuvent être transmises par le système fluvial et enregistrées dans l'archive sédimentaire.

2. Article : “Millennial-scale response of a western Mediterranean river to late-Quaternary climate changes: A view from the deep sea”

Article paru dans *The Journal of Geology* en Novembre 2014.

Millennial-Scale Response of a Western Mediterranean River to Late Quaternary Climate Changes: A View from the Deep Sea

Lucile Bonneau,^{1,2,*} Stéphan J. Jorry,² Samuel Toucanne,²
Ricardo Silva Jacinto,² and Laurent Emmanuel¹

1. Laboratoire Biominéralisations et Environnements Sédimentaires, Université Pierre et Marie Curie, Sorbonne Universités; and Unité Mixte de Recherche 7193, Centre national de la recherche scientifique–Institut des Sciences de la Terre de Paris, Paris, France; 2. Laboratoire Environnements Sédimentaires, Institut français de recherche pour l'exploitation de la mer, F-29280 Plouzané, France

ABSTRACT

Although it is widely accepted that erosion and sediment transfer respond to millennial-scale climatic variability, these changes remain difficult to detect in marine sedimentary archives. In the Var sediment-routing system, northwestern Mediterranean Sea, the absence of a continental shelf results in a direct connection between the Var River mouth and the deep basin during both highstand and lowstand conditions. This makes the Var sediment-routing system an ideal target to test whether rivers can transmit climate-driven high-frequency changes in sediment flux to the ocean. On the basis of an unprecedented (centennial-to-millennial-scale) resolution in turbidite sequences, we reconstructed the activity of turbidity current overflows along the deep-sea Var Sedimentary Ridge over the past 75 kyr. The overflow activity is highest (one event every 10–30 yr) during maximum glacial conditions (30 kyr–16 kyr ago [ka]) and rapidly decreases (down to one event every 100–500 yr) during the last glacial-interglacial transition (Termination 1). During marine isotope stage (MIS)4 and MIS3 (75–30 ka), peaks in the overflow activity occurred synchronously with cold and arid Dansgaard-Oeschger stadials, while warmer and wetter interstadial conditions correspond to low overflow activity. We conclude that overflow activity on the Var Sedimentary Ridge mainly reflects changes in the magnitude of hyperpycnal currents flowing in the turbiditic channel-levee system in relation with variations in suspended-sediment concentration during Var River floods. We show that this signal is sensitive to changes in pure sediment flux induced by climatic perturbations occurring inland: (1) the decrease in glacier-derived sediment input after glacier retreat and (2) changes in erosion induced by shifts in the vegetation cover in response to Dansgaard-Oeschger climate swings.

Introduction

Sediment delivery to the ocean results from the balance between sediment production by erosion and transfer/storage by fluvial systems (Schumm 1977; Castelltort and Van Den Driessche 2003). Since the last glacial period (after 80 kyr ago [ka]), southern Europe has repeatedly undergone drastic climatic changes that have affected land surfaces, including glacial termination (i.e., Termination 1, from ca. 20 ka to 10 ka; Hinderer 2001; Moreno et al. 2012; Sternai et al. 2013) and Dansgaard-Oeschger (D/O) cycles (e.g., Allen et al.

1999; Sánchez-Goñi et al. 2002; Fletcher and Sánchez-Goñi 2008; Fletcher et al. 2010; Macklin et al. 2012), and have probably resulted in changes in the sediment budget delivered to the ocean (Kettner and Syvitsky 2008, 2009). These changes remain difficult to detect from the marine sedimentary archives because of the strong overprint exerted by the concomitant sea-level changes and the subsequent emergence/flooding of continental shelves that directly affects the morphology of sediment-routing systems (e.g., drainage basin area, hypsometry, and delta migration; Blum and Törnqvist 2000) and their ability to deliver sediment to the ocean (Mulder and Syvitsky 1996; see, e.g., Toucanne et al. 2012 for the western European margin). Therefore, the response of sedimen-

Manuscript received October 3, 2013; accepted June 2, 2014; electronically published October 30, 2014.

* Author for correspondence; e-mail: lucile.bonneau@upmc.fr.

tary systems to Late Quaternary climate changes is usually highlighted in close proximity with the erosion zone, such as in lacustrine records (e.g., Hinderer 2001; Hinderer and Einsele 2001; Collier et al. 2000), or in fluvial incision/aggradation phases (e.g., Macklin et al. 2012 for a thorough review). As a result, large uncertainties remain concerning the ability of fluvial systems to transmit the signal of millennial-scale perturbations to the ocean (Castelltort and Van Den Driessche 2003; Meybeck and Vörösmarty 2005; Allen 2008; Jerolmack and Paola 2010; Simpson and Castelltort 2012; Armitage et al. 2013; Coulthard and Van de Wiel 2013).

In this context, small, mountainous rivers draining active margins with narrow shelves could provide interesting study sites to investigate climatic control of the amount of sediments delivered to the ocean (Allen 2008; Romans et al. 2009; Covault et al. 2010, 2011). Because sediment transfers are mostly ensured by periodic floods and because their floodplains and deltas/estuaries are reduced in size, these rivers are more likely to discharge larger percentages of their sediment loads directly to the sea (i.e., a lesser proportion of sediments is sequestered before entering the sea) than do large rivers (Milliman and Syvitsky 1992; Mulder and Syvitsky 1996; Allen 2008). Thereafter, sediments can easily escape the narrow shelves and feed deep basins during both high and low stands of sea level (Milliman and Syvitsky 1992; Mulder and Syvitsky 1996). Recent studies focusing on the terminus of short sediment-routing systems along the Toyama Deep-Sea Channel (Japan; Nakajima and Itaki 2007) and on the Newport deep-sea depositional system (California; Covault et al. 2010) have shown that during specific intervals, climate changes alone could have controlled the sedimentary inputs and the turbidite activity, with minor impact from sea level fluctuations. This highlights that, in addition to lacustrine and fluvial environments, deep-sea sediment accumulation in short sediment-routing systems can be used to investigate the response of terrestrial surface erosion to climate changes.

In this study, we focus on the sediment deposition pattern of the Var sediment-routing system (fig. 1), located in the northwestern Mediterranean Sea, where the absence of a continental shelf resulted in the direct connection between the Var river mouth and the deep basin during both highstand and lowstand conditions (Savoye et al. 1993). On the basis of sedimentary cores with high-resolution stratigraphic frameworks, we reconstructed the Late Pleistocene–Holocene tem-

poral changes of unconfined turbidity-current activities off the Var River, more precisely on the deep-sea turbiditic levee (Var Sedimentary Ridge [VSR]). The results are compared with proxy records of climate and terrestrial erosion in the western Mediterranean realm in order to examine whether rapid climate changes have driven the sediment-flux variability.

The Var Sediment-Routing System

The Var sediment-routing system extends from the upper reaches of the southern French Alps (up to 3000 m; fig. 2) to the deep Ligurian Sea in the Var turbiditic system that ends near the continental slope of Corsica at a water depth of 2700 m (fig. 1). The southern French Alps margin is characterized by a very narrow continental shelf (2–3 km maximum; figs. 1, 2), which is even absent near the Var River mouth, off Nice. The continental slope is steep (up to 16%) and is incised by two main submarine canyons, the Var Canyon and the Paillon Canyon, directly connected to the Var and Loup Rivers and to the Paillon River, respectively. These canyons merge into a single upper valley at the base of the continental slope. The deep depositional system includes a prominent levee (the VSR) on the right-hand bank of the middle valley and a distal lobe at the end of the lower valley (fig. 1).

The Var River (120 km long; fig. 2) is the main contributor of sediment to the deep depositional system (Migeon et al. 2012). Annual sediment discharge of the Var River is estimated between 1.32 and 1.63 million tons/yr (Mulder et al. 1997b, 1998). The Var drainage area (ca. 2800 km²) is located on the edge between the Mediterranean and alpine domains and is characterized by a steep slope (mean slope: 23°). Carbonate rocks from the alpine foreland form the downstream part of the river basin, while igneous/metamorphic rocks of external alpine massifs form the upstream areas (Mercantour Massif; figs. 1, 2). The high sediment yield (about 500 tons/km²/yr) is mostly associated with episodic floods, which can reach a magnitude (>800 m³/s), larger than the mean annual discharge (70 m³/s), in only a few hours (Dubar and Anthony 1995). Floods mainly occur in autumn, during the heavy rainfall season, and in spring, when snow melts (Sage 1976). In 1994, a catastrophic, high-magnitude flood (200-yr flood) transported in a few hours the amount of sediment that is normally transported in 11–14 yr (Mulder et al. 1997b, 1998).

Holocene marine sedimentation rates reconstructed near the Var River mouth are a fraction (between 1/11 and 1/39) of those predicted by sedi-

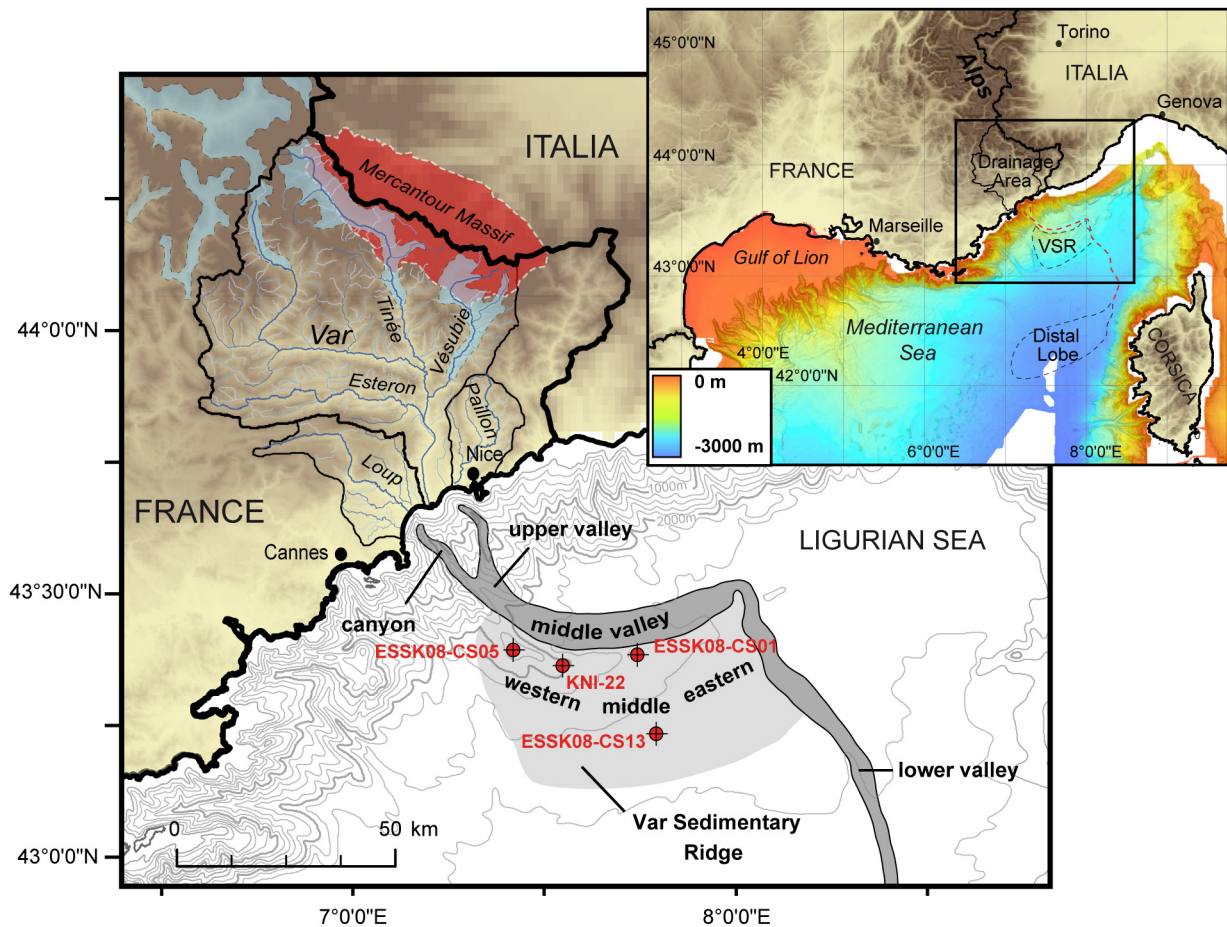


Figure 1. Map of the Var sediment-routing system, showing the location of the four studied sites. The glacier cover during the Last Glacial Maximum is highlighted as pale areas with dashed outlines in the upper river valleys; the metamorphic massif of Mercantour is represented by the area circled by white dashed line. A color version of this figure is available online.

mentation models, thus revealing that the sediments were poorly trapped in the Var delta and on the upper slope during highstand conditions (preservation rate < 9%; Mulder et al. 1997b, 1998). After entering the sea, the major part of the sediment is evacuated toward the turbidite system directly by hyperpycnal flows initiated at the Var River mouth during episodic floods or is reworked after being deposited for a short time period (a few weeks to a few years; Mulder et al. 1998) into slide-induced turbidity currents (Piper and Savoye 1993; Savoye et al. 1993; Khripounoff et al. 2009, 2012).

Recent monitoring in the Var Canyon and in the valley revealed that both low-magnitude hyperpycnal flows and small, slide-induced turbidity currents can occur once or twice a year at present (Khripounoff et al. 2009, 2012). These low-magnitude/high-frequency flows rapidly die in the canyon or the upper valley (Khripounoff et al. 2009, 2012). On the basis of a 20-yr hydrological record

(1974–1994), Mulder et al. (1997b) estimated that up to 63% of sediments delivered at the Var River mouth were exported through hyperpycnal currents, making them the main sediment transfer processes in the Var turbidite system.

High-magnitude flows that could produce a significant deposit (i.e., wide and thick enough to be preserved in the sediment record) include (1) hyperpycnal flows of exceptional high-magnitude floods of the Var River and (2) turbidity currents initiated by the transformation of mass-wasting processes affecting a large portion of the continental slope (Piper and Savoye 1993; Mulder et al. 1997b, 1998, 2001a, 2001b; Migeon et al. 2012). The best-known example of type 2 is the 1979 failure in the Nice airport area, which was triggered after landfilling operations (Dan et al. 2007). Nevertheless, the latter type of event was shown to be secondary, because the study of sedimentary sequences deposited during the past century on a

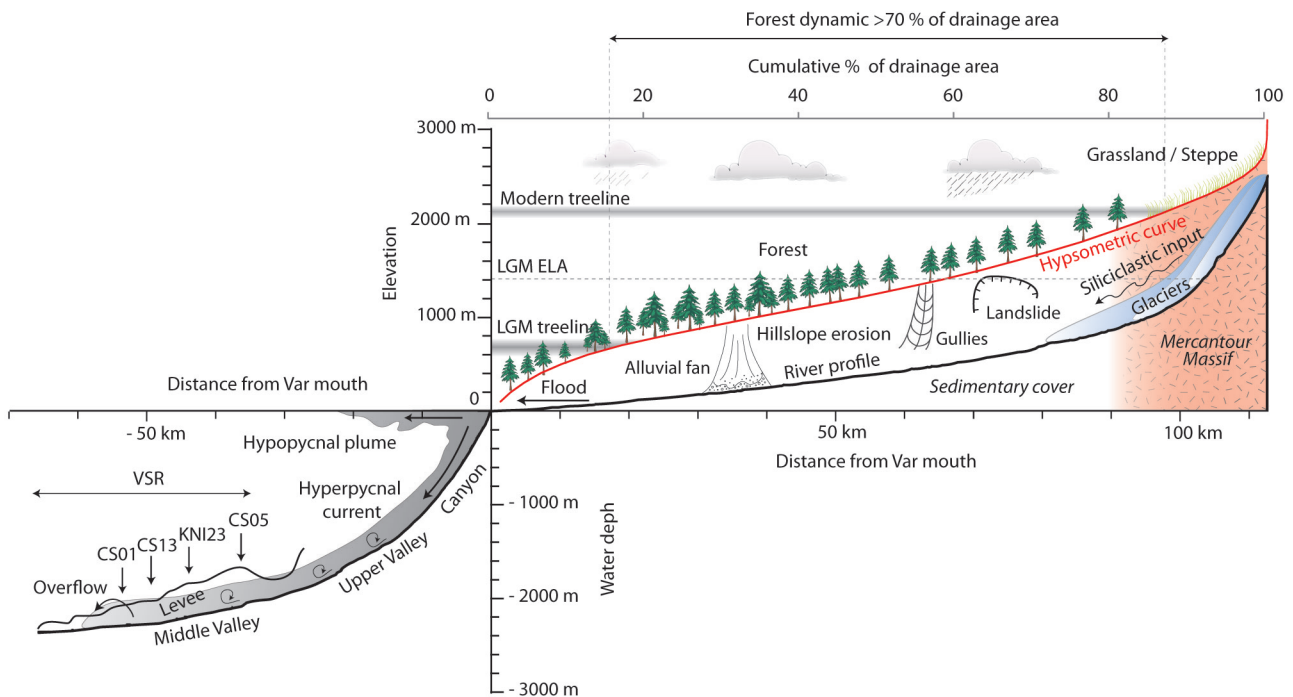


Figure 2. Synthetic profile of the Var sediment-routing system. The black line indicates the topographic/bathymetric profile of the sediment pathway in the Var sediment-routing system. Sediment cores used in this study (ESSK08-CS01, ESSK08-CS05, ESSK08-CS13, and KNI-22) have been projected along the crest of the Var Sedimentary Ridge (VSR). The projection of modern and hypothetical Last Glacial Maximum (LGM) tree line elevations on the hypsometric curve of the Var watershed (gray line) shows that 70% of the drainage area lies in the tree dynamic domain between these two periods. ELA = equilibrium line altitude of glaciers during the LGM, adapted from Kuhlemann et al. (2008). A color version of this figure is available online.

terrace of the Var canyon revealed that deposition was mainly dominated by hyperpycnal-flow deposits (~70% of the sedimentary column; one event every 7 yr), likely to be connected with historical floods of the Var River (>1200-m³/s floods with a theoretical return period ranging from 3 to 21 yr; Mulder et al. 2001b). Most of these events are not recorded on the VSR because of the inability of most flows to overtop the ridge wall (Mulder et al. 1998). Indeed, in the middle valley, the VSR crest reaches 300 m above the main channel floor in its western part, and its height decreases eastward down to a few tens of meters. The rapid construction during the past 900 kyr required regular supply by overflow of high-magnitude flows (Savoie et al. 1993). At present, overflow events are rare (Mas 2009). Both turbidity-current-related and hyperpycnal-current-related deposits were found in Holocene sediments cored on the VSR (Migeon et al. 2001), but unlike those on the terrace of the Var Canyon (Mulder et al. 2001b), recent deposition processes on the VSR are not dominated by hyperpycnal currents (around 6% of

turbidite beds; Migeon et al. 2012). Hyperpycnal currents may have been more active on the VSR during the Pleistocene (Piper and Savoie 1993; Mulder et al. 1998), because such prominent levees are most seen in fans with strong glacial input, such as the Laurentian fan, in which the hyperpycnal flows of fluvio-glacial discharge result in high, asymmetric levee systems (Skene and Piper 2003).

Material and Methods

Sediment Cores. This study is based on four sediment cores recovered on the western and middle VSR: three Calypso long piston cores (ESSK08-CS01, ESSK08-CS05, and ESSK08-CS13) collected during the 2008 ESSDIV cruise on board the research vessel (R/V) *Pourquoi pas?* (Institut français de recherche pour l'exploitation de la mer [IFREMER]) and an additional core (KNI-22) retrieved with a Kullenberg piston corer during the 1996 NICASAR cruise on board the R/V *Le Suroît* (IFREMER). Cores ESSK08-CS05, ESSK08-CS01,

and KNI-22 were collected along the levee crest; core ESK08-CS13 is located on the southwestern flank of the VSR (fig. 1). The location and coring characteristics of each core are described in table 1.

Recognition of turbidite beds is based on visual description. Core ESK08-CS05 is located on the uppermost part of the VSR, where levee height exceeds 300 m (fig. 2). The whole core is composed of hemipelagic mud and rare, very thin millimetric silt beds (fig. 3b). In cores ESK08-CS01 and KNI-22, the upper 5 m are mainly composed of hemipelagic mud and a few turbidite beds, mainly fine-grained, while numerous sandy beds, alternating with silt mud, are described in the lower part of the cores (figs. 3b, 4). Core ESK08-CS13, located on the southern flank of the VSR about 20 km from the middle valley (fig. 1), shows rich turbidite bed intervals alternating with thick hemipelagic facies (figs. 3b, 4). Core ESK08-CS01, located on the lowermost part of the VSR crest about 130 m above the canyon floor (fig. 2), contains the highest number of turbidite beds. The cumulative length of sandy/silt beds (i.e., Tc of the Bouma sequence; Bouma 1962) is negligible in core ESK08-CS05, while it represents about 15% in KNI-22, 30% in ESK08-CS13, and 40% of the total length in ESK08-CS01 (fig. 3b).

Stratigraphic Framework. Planktonic foraminifers *Globigerina bulloides* have been used to establish the chronostratigraphic framework and have been picked every 10 cm in hemipelagic layers. When the turbidites were too dense and the assumptions of hemipelagic deposition were not clear (e.g., core ESK08-CS01; fig. 4), samples have been taken in the uppermost part of the turbidite sequence (Te-d of the Bouma sequence; Bouma 1962), where the lithic sand content theoretically is absent and no foraminifers transported by turbidity currents can be found (Zaragosi et al. 2006). However, the sand fraction (>125 μm) was checked after washing and before the picking of foraminifers. Samples with a large content of lithic grains (>20%) were removed in order to avoid analysis of allochthonous foraminifers.

The oxygen isotopic composition of *G. bulloides* was measured on a few specimens (3–5 shells)

weighing from 20 to 50 μg . CO_2 was extracted with a Kiel IV carbonate device, and analyses were performed on a DELTA V isotope ratio mass spectrometer at the Pierre and Marie Curie University (Paris). Isotope values are reported in delta notation relative to Vienna Pee Dee belemnite. Repeated analyses of a marble working reference (calibrated against the international reference NBS-19) show an accuracy and precision of 0.1‰ (1σ). The oxygen isotope curves of the first 7 m of cores ESK08-CS013, ESK08-CS05, and KNI-22 were previously published by Jorry et al. (2011).

Radiocarbon accelerator mass spectrometry (AMS) dating was provided by the Poznan Radiocarbon Laboratory (Poland) and the Laboratoire de Mesure du Carbone 14 (Commissariat à l'énergie atomique et aux énergies alternatives [CEA] Saclay, Gif-sur-Yvette, France) and was measured on about 10 mg of *G. bulloides* or bulk planktonic foraminifers (see details in table 2). The ^{14}C ages were calibrated with Calib.06 software and the IntCal09 calibration curve (Reimer 2009; table 2). A reservoir age of 400 yr was used. Calibrated kiloyears before present are referred to as age "ka" in this contribution.

Geochemical Analyses. In core ESK08-CS05, X-ray fluorescence (XRF) semiquantitative element data were produced on an Avaatech XRF core scanner at IFREMER (France) at a step size set of 1 cm. Two measurements were performed, both counting times being integrated over 10 s. The first measurement was realized with an X-ray current of 600 mA and 10 kV, giving access to light elements such as Al, Si, Ca, Cl, S, Ti, K, Mn, and Fe. The second measurement, using an X-ray current of 1000 mA and 30 kV, measured Rb, Sr, and Zr. Element abundance is expressed in count rate (area). Principal-component analysis (PCA) was carried out with an XRF core-scanner data set of 12 independent geochemical variables (1876 cases) in order to describe the main variance of the data set, providing common trends observed for each element. The first eigenvector of PCA, accounting for 58.5% of the total variance, displays low Ca values associated with high positive scores for Al, Si, K, Ti, Fe, Rb, and Zr, the latter elements being present

Table 1. Location, Bathymetry, and Length of the Studied Cores

Core	Cruise	Research vessel	Latitude	Longitude	Water depth (m)	Length (cm)
KNI-22	NICASAR	<i>Le Suroît</i>	43°21.75'N	7°32.63'E	1900	849
ESK08-CS01	ESSDIV	<i>Pourquoi Pas!</i>	43°23.24'N	7°44.181'E	2130	1052
ESK08-CS05	ESSDIV	<i>Pourquoi Pas!</i>	43°23.60'N	7°25.190'E	1694	2878
ESK08-CS13	ESSDIV	<i>Pourquoi Pas!</i>	43°14.922'N	7°47.817'E	2473	2450

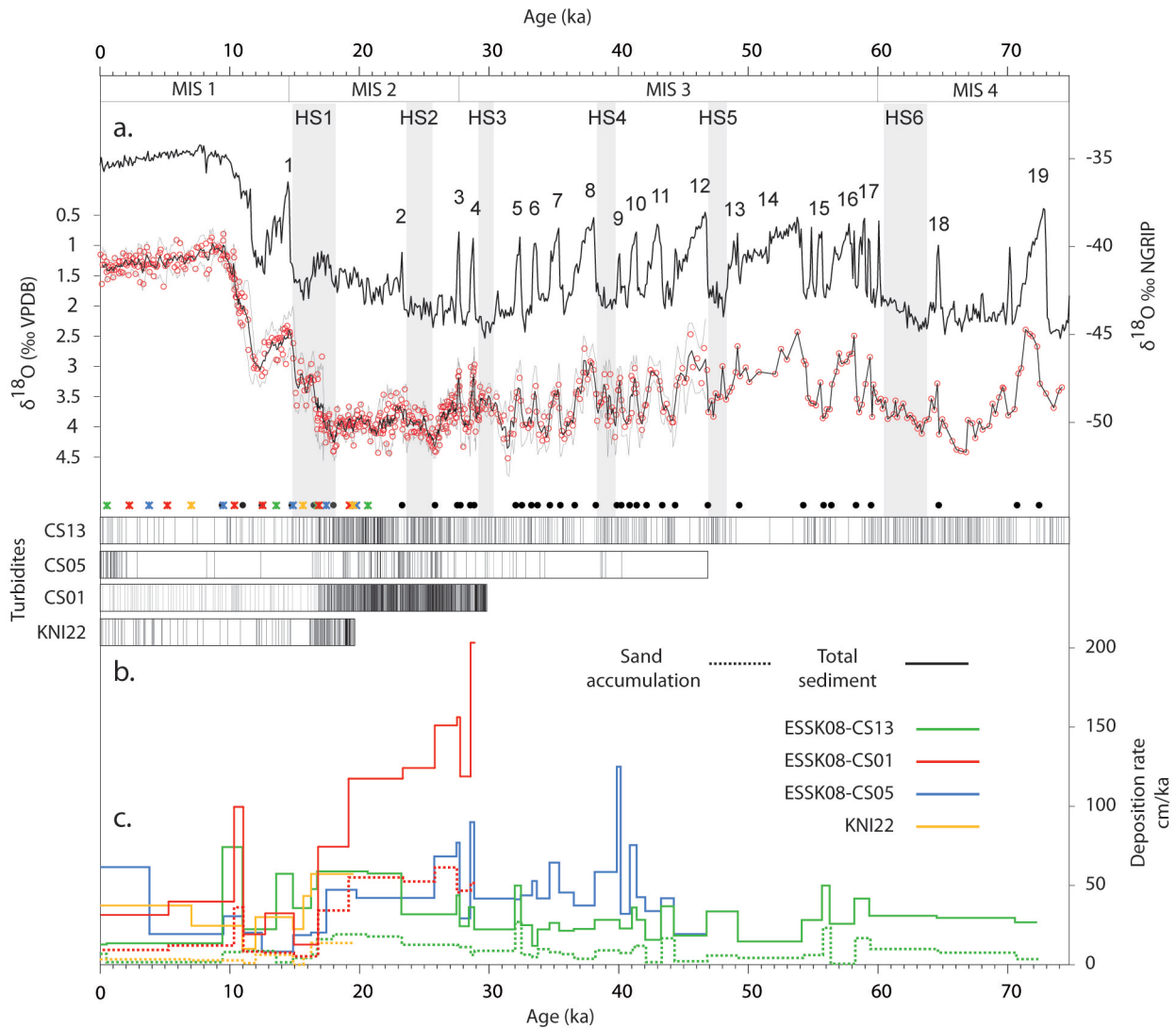


Figure 3. *a*, Composite $\delta^{18}\text{O}$ curve (upper line, right-hand scale) of *Globigerina bulloides*, derived from the stack of data obtained in all cores (circles on lower line, left-hand scale; the light gray lines indicate the confidence interval). The core age model is anchored by ^{14}C accelerator mass spectrometry dates (asterisks at bottom of panel; see table 1 for details) and has been refined using the tuning of the *G. bulloides* $\delta^{18}\text{O}$ curves with the $\delta^{18}\text{O}$ record from the North Greenland Ice Core Project (NGRIP) ice core isotopes curve (Greenland Ice Core Chronology 2005 [GICC05] up to 60 kyr ago [ka], NGRIP thereafter; NGRIP Members 2004; Rasmussen et al. 2006; Svensson et al. 2008). Oxygen isotope events used for the elaboration of the age model are represented by filled circles at the bottom of the panel; recognition of these events between 0 and 20 ka was previously established by Jorry et al. (2011). *b*, Interpolated age of turbidite sequences for the four sediment cores. *c*, Sedimentation rate (solid lines) and sand accumulation (dotted lines; except for core ESK08-CS05, where sand content is negligible). The numbers 1–19 mark interstadials. HS = Heinrich stadials; MIS = marine isotope stage; VPDB = Vienna Peedee belemnite. A color version of this figure is available online.

mainly in detrital silicates (table 3). The position of each sample on the first PCA axis (PCA axis 1) allows us to qualitatively reconstruct the evolution of siliciclastic input (e.g., Moreno et al. 2008). Finally, samples with a high score are interpreted to represent siliciclastic-rich material (i.e., eroded from the upper part of the Var River basin and the

metamorphic massif of Mercantour in particular; see the discussion below).

Turbidite Stratigraphic Framework

The variations of planktonic oxygen isotopes reveal a consistent correlation between the four

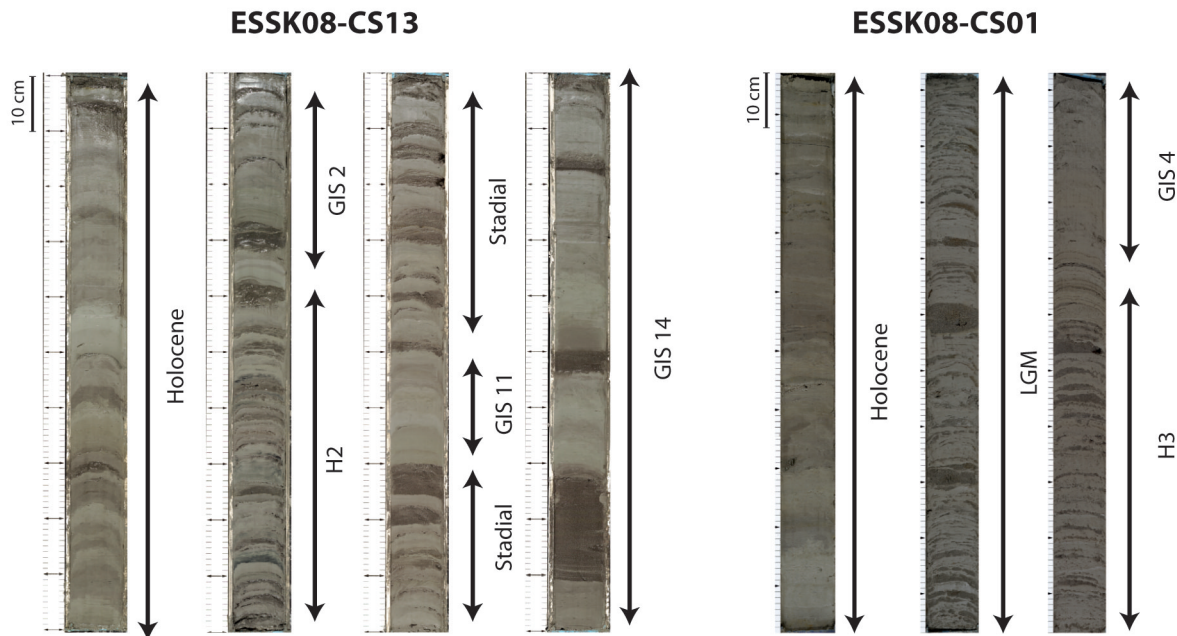


Figure 4. Examples of sedimentary facies observed in cores ESK08-CS13 and ESK08-CS01. Low turbidite frequencies are observed during Holocene and Greenland interstadials (GIS), whereas the highest frequencies are found during Last Glacial Maximum (LGM), glacial stadials, and Heinrich stadials (H2, H3). A color version of this figure is available online.

coring sites. This shows that erosion by turbidity current processes has a limited impact on the preservation and continuity of the stratigraphic record all along the VSR. The age models are established by tuning *Globigerina bulloides* $\delta^{18}\text{O}$ records with the North Greenland Ice Core Project (NGRIP) ice core isotopes record (Greenland Ice Core Chronology 2005 [GICC05] up to 60 ka, NGRIP thereafter; NGRIP Members 2004; Rasmussen et al. 2006; Svensson et al. 2008). This synchronization is based on the striking resemblance between the data sets, which points out the synchronicity between the Mediterranean climate oscillations (e.g., D/O oscillations) and the North Atlantic climate changes (Cacho et al. 1999; Martrat et al. 2004). Tie points are located both at the transitions from stadial (cold) to interstadial (warm) D/O events and at those from interstadial to stadial ones, as given by Sierro et al. (2009) for the northwestern Mediterranean domain (fig. 3a). The age model of the 0–20-ka period is based on the VSR chronostratigraphy established by Jorry et al. (2011) through integration of AMS radiocarbon dating (table 2; fig. 3a). To avoid bias in age models, specifically when the sedimentation rate is low, thick turbidite beds (>3 cm) were removed from linear interpolation between age tie points. The ^{14}C AMS ages from 20 to 40 ka strongly support the chronology detailed here (table 2). Because of the unambiguous

correlation of the planktonic $\delta^{18}\text{O}$ records between the four coring sites, a composite isotopic record was generated (fig. 3a). The latter, used as the VSR isotopic curve reference in the following discussion, encompasses the past 75 kyr (i.e., Marine Isotope Stages [MIS] 4–1) and perfectly records the D/O variability, thus providing an unprecedented resolution in turbidite sequences (fig. 3a). This definitively shows that turbidite systems are able to provide a consistent chronological framework, even at millennial-scale resolution. From this point, we used the Var sediment-routing system as a natural laboratory to investigate the response of fluvial transfers to millennial-scale climate oscillations.

Multiscale Turbidite Depositional Variations

On the basis of age models, an age was attributed to each turbidite bed (fig. 3b), allowing a 100-yr sliding model of 500-yr turbidite frequency to be built. This allows the identification of variations in the turbidite frequency at a millennial scale (figs. 5f, 6c).

Fluctuating turbidite frequency of the VSR indicates highest frequencies during maximum glacial conditions, i.e., from the end of MIS 3 (ca. 30 ka) to the first part (18–16 ka) of Heinrich Stadial 1 (~18–14.7 ka). The turbidite frequency rapidly decreases (by four-fifths) thereafter, i.e., during Termination

Table 2. List of Radiocarbon Ages Used in This Study

Core, lab code ^a	Foraminifer type	Depth (cm bsf)	AMS ¹⁴ C age (yr BP)	Error (yr)	Cal age (ka)	$\delta^{18}\text{O}$ NGRIP-tuned age (ka)
ESSK08-CS13:						
Poz-51828	<i>Globigerina bulloides</i>	6.5	795	30	.51	
Poz-33994	<i>G. bulloides</i>	300.5	12,080	180	13.59 ^b	
Poz-34446	<i>G. bulloides</i>	447.5	13,930	70	16.76 ^b	
Poz-34150	<i>G. bulloides</i>	678.5	17,720	100	20.68 ^b	
Poz-51830	<i>G. bulloides</i>	833.5	19,550	340	22.92	23.33
Poz-51832	<i>G. bulloides</i>	883.5	21,670	140	25.43	25.08
Poz-51833	<i>G. bulloides</i>	957.5	23,230	330	27.53	27.33
Poz-51834	<i>G. bulloides</i>	1044.5	27,250	250	31.29	30.85
Poz-51835	<i>G. bulloides</i>	1107.5	29,210	310	33.44	32.82
Poz-51836	<i>G. bulloides</i>	1170.5	30,040	340	34.34	35.64
SacA 31588	<i>G. bulloides</i>	1231.5	33,080	260	37.16	38.36
SacA 31589	<i>G. bulloides</i>	1297.5	34,780	350	39.43	40.82
ESSK08-CS05:						
Poz-33960	<i>G. bulloides</i>	234.5	3,805	30	3.80 ^b	
Poz-33962	<i>G. bulloides</i>	345.5	8,805	35	9.53 ^b	
Poz-33989	<i>G. bulloides</i>	436.5	13,090	180	14.91 ^b	
Poz-34445	<i>G. bulloides</i>	486.5	14,770	80	17.48 ^b	
Poz-33992	<i>G. bulloides</i>	596.5	17,070	100	19.81 ^b	
SacA 29450	<i>G. bulloides</i>	785.5	21,260	80	24.90	24.30
SacA 29451	<i>G. bulloides</i>	950.5	23,290	100	27.63	27.30
SacA 29452	<i>G. bulloides</i>	1099.5	26,750	130	31.08	30.41
SacA 29453	<i>G. bulloides</i>	1340.5	30,620	180	34.85	35.62
SacA 29454	<i>G. bulloides</i>	1440.5	32,310	220	36.55	38.09
ESSK08-CS01:						
SacA 31580	Bulk plankton	65.5	2,130	30	2.22	
SacA 29455	<i>G. bulloides</i>	163.5	4,840	30	5.20	
SacA 29456	Bulk plankton	366.5	9,405	30	10.28	
SacA 33155	<i>G. bulloides</i>	470.5	11,130	90	12.68	
SacA 33156	<i>G. bulloides</i>	566.5	13,960	100	16.78	
SacA 33157	<i>G. bulloides</i>	742.5	16,310	80	19.14	
SacA 31581	Bulk plankton	945.5	18,410	80	21.50	20.86
SacA 31582	Bulk plankton	1258.5	20,700	80	24.28	23.52
SacA 31583	<i>G. bulloides</i>	1440.5	21,720	80	25.49	24.98
SacA 31584	Bulk plankton	1626.5	22,820	90	27.21	26.36
SacA 31585	<i>G. bulloides</i>	1787.5	24,170	100	28.38	27.43
SacA 31586	Bulk plankton	1960.5	25,440	120	29.96	28.70
SacA 31587	<i>G. bulloides</i>	2135.5	26,530	140	30.92	29.56
KNI-22:						
Poz-33957	<i>G. bulloides</i>	263.5	6,540	80	7.05 ^b	
Poz-33958	<i>G. bulloides</i>	475.5	13,440	60	15.72 ^b	
Poz-33959	<i>G. bulloides</i>	689.5	16,880	80	19.59 ^b	

Note. AMS = accelerator mass spectrometry; bsf = below sea floor; NGRIP = North Greenland Ice Core Project. AMS ¹⁴C ages are calibrated (cal age) with Calib06 software using the Intcal09 calibration curve and a reservoir age of 400 yr. Only ¹⁴C ages between 0 and 20 kyr ago (ka) were integrated in age models; the equivalent $\delta^{18}\text{O}$ NGRIP-tuned ages of other ¹⁴C ages are also reported.

^a Poz = Poznan Radiocarbon Laboratory (Poland); SacA = Laboratoire de Mesure du Carbone 14, Saclay (France).

^b Published by Jorry al. (2011).

1 (with the maximum decrease centered at 16 ka) and reaches minimum values during the Early Holocene (11.7–5 ka; fig. 5f).

In detail, the VSR turbidite frequency during MIS 4 and MIS 3 shows a strong correlation with the climatic variations recorded in the planktonic $\delta^{18}\text{O}$ record (figs. 4, 6). Peaks in the turbidite frequency occurred synchronously with D/O stadials (5–10 turbidites/500 yr at site ESSK08-CS13), while

interstadial conditions corresponded to low turbidite frequencies (0–5 turbidites/500 yr). As a result, the turbidite activity seems to be directly connected to D/O climate perturbations, according to a cold-high/warm-low turbidite activity pattern (fig. 6). The latter relationship is emphasized by the fact that frequencies as low as those encountered during the Early Holocene are reached when interstadial conditions are maintained long enough,

Table 3. Principal-Component Analyses (PCA) Calculated for X-Ray Fluorescence Core Scanner Data for Core ESK08-CS05

Element	PCA 1 score
Aluminum (Al)	.887
Silicon (Si)	.890
Sulfur (S)	-.615
Chlorine (Cl)	-.794
Potassium (K)	.890
Calcium (Ca)	-.484
Titanium (Ti)	.949
Manganese (Mn)	.346
Iron (Fe)	.812
Rubidium (Rb)	.830
Strontium (Sr)	-.760

Note. Factor load for each variable in the first main axis (PCA 1 score). A high positive score is found for elements commonly represented in siliciclastic rocks (Si, Al, K, Ti, Fe, and Rb). The value of every sample defined on the first PCA axes enables us to qualitatively reconstruct the evolution of siliciclastic input recorded in the Var Sedimentary Ridge (figs. 4, 5).

precisely during D/O interstadials 8, 12, 14, 16, and 19. As a consequence, frequencies of D/O cycles 5–12 (47–30 ka) seem to be modulated by the so-called Bond cycles (Bond et al. 1993), during which maximum turbidite activity is coeval with Heinrich stadials (fig. 6).

Discussion

Do Temporal Variations of Turbidite Deposits on the VSR Reflect Changes in Sediment Input at the River Mouth? Our results show that deep turbidite accumulation seems to respond to climatic changes at centennial-to-millennial timescales (figs. 5, 6). Nevertheless, before drawing conclusions about the mechanisms driven by climate changes that control sediment erosion and transfer in the Var sediment-routing system, it is important to define to what extent temporal variations in turbidite deposits on the VSR reflect changes in sediment input at the river mouth.

On the VSR, vertical accumulation (in a single core) of turbidites reflects variations in overflow activity of turbidity currents through time. On the other hand, the increase in the number of turbidite beds and sand content eastward (downstream; from core ESK08-CS05 to ESK08-CS01, located at about 300 and 130 m above the canyon floor, respectively; figs. 3b, 3c, 5f) is likely caused by the gradual decrease of the elevation of the VSR, which becomes less and less effective at confining the flows (Piper and Savoye 1993; Migeon et al. 2001; Dennielou et al. 2006; fig. 2).

Only low-frequency/high-magnitude flows, both flood-induced (hyperpycnal current) and slide-induced (turbidity current), can spill over the top of the VSR and deposit a bed that could be preserved at geological timescales. As a result, the turbidite frequency variations recorded on the VSR may reflect changes in the magnitude of flows rather than the frequency of events triggered in the system (Piper and Normark 1983; Skene et al. 2002). The most recent example of overflow occurred during the 1979 event, but that was limited to the eastern end of the VSR, whose height is about a few tens of meters (Mulder et al. 1997a). In the western and middle part of the VSR, where the studied cores are located (fig. 1), the height of the levee exceeds 100 m (fig. 2). Turbidity current is capable of mobilizing a sufficient amount of sediments to overflow the ridge crest in this part of the VSR only through the triggering, by an earthquake, of a large number of failures, which could then coalesce to form a huge turbid cloud (Piper and Savoye 1993; Mulder et al. 1997b, 1998). As a result, turbidite deposits observed in cores are considered to result from (1) large slide-induced turbidity currents triggered by earthquakes and (2) hyperpycnal currents following high-magnitude Var River floods (Piper and Savoye 1993; Mulder et al. 1997b, 1998). The two types of related deposits (i.e., Bouma-type turbidites and hyperpycnites, respectively) were not discriminated, and turbidite is used as general term in the text in this study.

A major change in the frequency of turbidite deposits is observed at 16 ka in each studied core (figs. 3b, 5f). The sharp decrease in the turbidite frequency after 16 ka is associated with a change in turbidite bed type, which become finer grained and thinner. This change in sedimentation could be induced by a change in type of currents (mainly in magnitude) flowing in the middle valley (Piper and Savoye 1993; Migeon et al. 2012). Previously attributed to the Pleistocene-Holocene boundary, this transition has been reported in numerous cores recovered in the Var sedimentary system (Piper and Savoye 1993; Savoye et al. 1993; Migeon et al. 2001, 2006, 2012; Jorry et al. 2011).

After 16 ka, overflows on the western and middle VSR were rare, about one event every 100–500 yr (fig. 5f). Moreover, numerous thick, turbiditic, sandy beds are found on the distal part of the system (eastern VSR and distal lobe) during the Holocene interval (Piper and Savoye 1993; Migeon et al. 2001, 2006, 2012). On the basis of this observation, we assume that slide-induced turbidity currents predominantly flowed in the middle

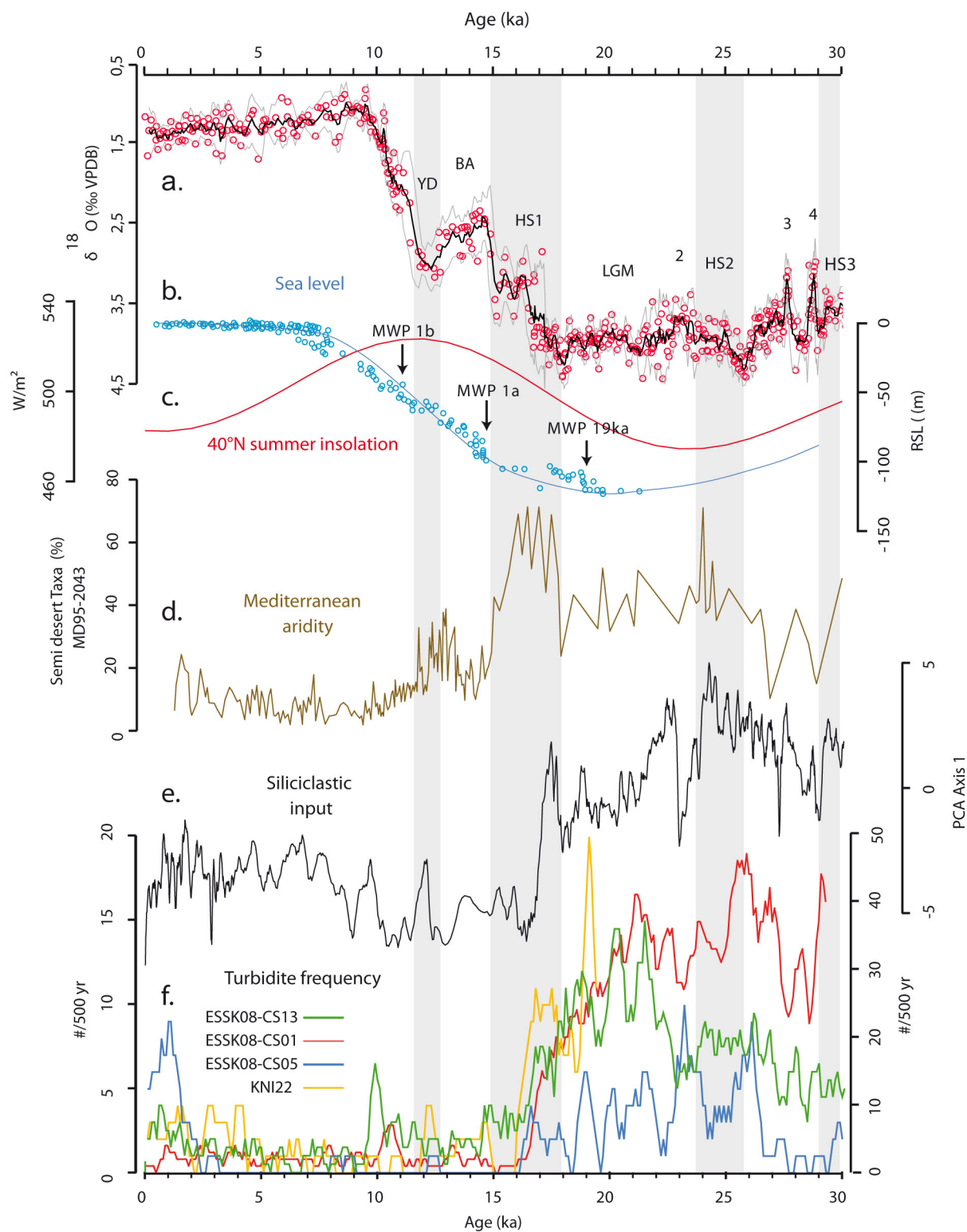


Figure 5. Evolution through the past 30 kyr of (a) the $\delta^{18}\text{O}$ composite curve of *Globigerina bulloides* on the VSR (black line; gray lines indicate the confidence interval; BA = Bolling-Allerod period; HS = Heinrich stadials; LGM = Last Glacial Maximum; VPDB = Vienna Peedee belemnite; YD = Younger Dryas); (b) relative sea level (RSL), from Waelbroeck et al. (2002; line) and Clark et al. (2009; circles), inferred from radiocarbon and U/Th dating of corals (MPW = meltwater pulse); (c), summer insolation at 40°N (in W/m^2); (d) Mediterranean aridity, inferred from percentage of semidesert taxa pollens from core MD95-2043 in the Alboran Sea (Fletcher and Sánchez-Goñi 2008); (e) siliciclastic input, deduced from principal-component analysis (PCA) axis 1 score of ESK08-CS05 X-ray fluorescence core-scanner data; and (f) turbidite frequency in the four cores. Note that the right-hand scale concerns core ESK08-CS01, whereas left-hand scale concerns the other cores. ka = thousands of years ago. A color version of this figure is available online.

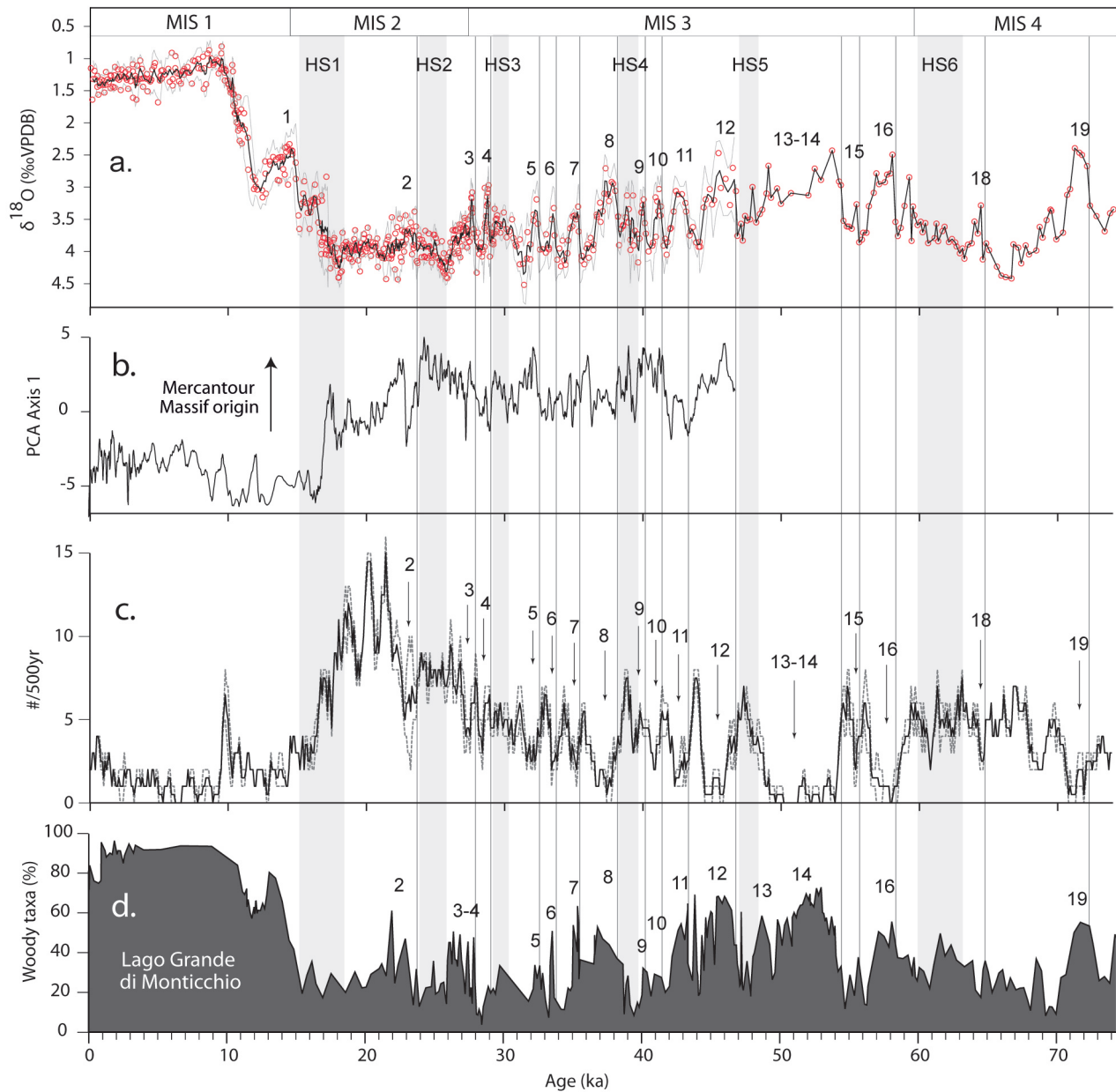


Figure 6. Evolution through the past 75 kyr of (a) the $\delta^{18}\text{O}$ composite curve of *Globigerina bulloides* on the Var Sedimentary Ridge (line); see figure 3 for further details; (b) siliciclastic input deduced from principal-components analysis (PCA) axis 1 score of ESK08-CS05 X-ray fluorescence core-scanner data; (c) turbidite frequency in core ESK08-CS13 (dashed lines represent minimum and maximum error of visual counting); interstadials are indicated by black arrows; and (d) pollen concentration of woody taxa in Lago Grande di Monticchio (Allen et al. 1999). For d, the age model has been reshaped using the Greenland Ice Core Chronology 2005 timescale, following chronological interpretation of vegetation variability by Watts et al. (2000) and Fletcher et al. (2010), the previous age model (Allen et al. 1999), based on counting annual layers, was conserved for age tuned between tie points. HS = Heinrich stadials; MIS = marine isotope stage; VPBD = Vienna Peedee belemnite. A color version of this figure is available online.

valley after 16 ka. Indeed, such fast (with a large content of sands eroded from the channel) and thin flows hardly spilled over the (100–300-m-high) western and middle VSR but may have deposited the levee decreases significantly. As a result, the low

frequency of turbidites and the low sedimentation rate observed in cores after 16 ka (figs. 3, 5f) are, as previously suggested by Piper and Savoye (1993), more likely caused by flows bypassing the upper/middle VSR, shifting the sedimentation preferentially to the downstream portion of the sys-

tem, rather than by disconnection of the deep depositional system from the Var River in response to deglacial sea level change. This assumption is strongly supported by the absence of a continental shelf off the Var River, enabling a perennial river-canyon connection through time (Savoie et al. 1993).

Before 16 ka (i.e., during the Pleistocene), overflows on the western and middle VSR were frequent, up to one event every 10–30 yr (fig. 5f). Turbidite beds are thick (several centimeters) and composed of mixed sediments. These beds were probably deposited by slow (carrying a large amount of mud) and thick currents with a duration of days to weeks (Piper and Savoie 1993; Mulder et al. 2001a, 2003). Given the absence of continental shelf, no morphological difference in the Var delta between lowstand and highstand conditions could have induced slide-related turbidity currents with such characteristics (Piper and Savoie 1993). So we assume that the characteristics of Pleistocene flows correspond more closely to flood-induced hyperpycnal currents (Mulder and Alexander 2001; Alexander and Mulder 2002; Piper and Normark 2009) originated from the Var River (Piper and Savoie 1993; Mulder et al. 1998, 2001a). The continental influence of such currents is supported by the low abundance of coccoliths in Pleistocene turbidite beds (Piper and Savoie 1993; Mulder and Alexander 2001). The high frequency of turbidites observed on the western/middle VSR before 16 ka may reflect that hyperpycnal currents spilling over the VSR occurred more frequently than during Termination 1 and the Holocene. This result does not necessarily reflect an increasing number of hyperpycnal events in the Var sediment-routing system but could indicate that a larger volume of sediments was involved during glacial times, at least during high-magnitude events (Piper and Normark 1983).

We conclude that variations in frequency of overflows recorded in cores from the western-to-middle VSR mainly reflect changes in the magnitude of hyperpycnal flows of Var River floods. Low-magnitude events represent the main part of the sediment flux in the Var sediment-routing system (Mulder et al. 1997b, 1998) but have a very limited importance in the geological record, since they do not deposit sediments on the VSR, where they have the best chance of being preserved in the long term. Furthermore, high-magnitude events contributed sporadically to sediment flux but were very important for the interpretation of the geological record. Therefore, we cannot affirm that evolution of the frequency of high-magnitude hyperpycnal currents, observed in cores, is represen-

tative of variations in the sediment flux transiting the system. Nevertheless, this signal is mainly related to flood magnitude, and thus it contains information about the climate conditions that prevailed in the drainage area. Indeed, the capacity of a river to generate hyperpycnal flows with various frequency, magnitude, and duration depends on relationships between the suspended-sediment concentration and the water discharge (i.e., density contrast with seawater) that are highly sensitive to climate conditions (Mulder and Syvitsky 1995; Mulder et al. 1997b, 1998, 2003). For the Var River, Mulder et al. (1997b) demonstrated that, for a given water discharge, floods occurring after dry periods have an enhanced suspended-sediment concentration and hence are more likely to be transformed in hyperpycnal flows into the sea. Therefore, hyperpycnal activity could have been more sensitive to pure sediment-flux perturbations (due to variations in erosion/sediment availability) than to changes in sediment-flux variations arising from water discharge (Mulder et al. 2003). To verify this hypothesis, the following discussion focuses on the turbidity activity changes in reaction to climate change.

Climate Interpretation of Turbidite Frequency Records. *The Last Glacial Maximum and Termination 1.* The maximum of the VSR turbidite activity is observed between 30 and 16 ka (fig. 5f), a period encompassing the global Last Glacial Maximum (LGM; 26–19.5 ka). During this period, Europe was characterized by a cold climate that led to extensive glaciation in the Alps (Ivy-Ochs et al. 2008) and in the Var River basin (Buoncristiani and Campy 2004). At that time, glaciers covered about 17% of the total Var drainage basin area (Jorry et al. 2011; figs. 1, 2).

Recently, numerical modeling of Alpine rivers predicted that LGM floods were characterized by both a lower frequency and a lower water discharge than those during the subsequent Bolling-Allerod (14.7–12.9 ka), Younger Dryas (12.9–11.7 ka), and Holocene periods (Kettner and Syvitski 2008, 2009). However, these studies showed that LGM floods transported a significantly higher sediment load, related to the large amount of sediments produced by glaciers. Piper and Savoie (1993) first suggested that the large number of turbidites observed on the VSR during the Pleistocene resulted from high-magnitude hyperpycnal flow of fluvio-glacial Var floods with a high sediment load. This interpretation is supported by siliciclastic input variations presented in figure 5e. The Var watershed is mainly composed of marls and limestones, and the siliciclastic input appears to be essentially delivered by the metamorphic massif of Mercan-

tour (fig. 1). During the LGM period, glaciers were located in two main valleys (the Vésubie and Tinée Valleys) that drain the Mercantour Massif (Buoncrisiani and Campy 2004; fig. 1). As a result, siliciclastic sediments deposited during the LGM can be interpreted as glacier-derived sediments. Both siliciclastic/glacier-derived sediment input and turbidite frequency were high during glacial time and synchronously decreased at 16 ka (fig. 5). Since this timing corresponds to the age of major glacial retreat reported in the Alps (20–16 ka; Hinderer 2001; Ivy-Ochs et al. 2004, 2008; Schaefer et al. 2006), we assume that the 16-ka transition in the VSR turbidite sedimentation is explained by the decreasing impact of alpine glaciers on both erosion in and sediment delivery to the Var River. This finding is consistent with results from slack-water sediments from an eastern Mediterranean watershed in which a similar rapid change in flooding sediment origin from ice melt related to rainfall related occurred between 20 and 17 ka (Woodward et al. 2008).

The D/O Cycles. Temporal changes in turbidite deposition recorded in core ESK08-CS13 cover the past 70 kyr, including MIS3 and MIS4. The southern European climate during MIS3 was characterized by millennial-scale oscillations (D/O cycles), with cold and arid periods (D/O stadials, including the Heinrich stadials) followed by relatively warm and wet periods (D/O interstadials). Turbidite activity on the VSR clearly responds to D/O cycles through a stadial-high/interstadial-low turbidite activity pattern (fig. 6). This draws an inverse relationship between precipitation and turbidite accumulation that contrasts highly with other recent studies conducted on turbidite systems (Nakajima et al. 2007; Covault et al. 2010). This confirms that in the case of the Var sediment-routing system, in which sediment transport by hyperpycnal flow predominates, deep-sea sediment transfers are more reactive to pure sediment-flux perturbations (i.e., erosion/sediment availability) than to water-discharge changes (Mulder et al. 2003). We assume that these variations could be driven by variations in erosion induced by changes in glacier and vegetation cover.

Little is known about the response of alpine glaciers to climate oscillation during MIS 3 and the D/O cycles, since the maximum extension of LGM glaciers erased former moraines. Siliciclastic/glacier-derived sediment inputs in the Var sediment-routing system remained high during the whole last glacial period (50–16 ka; fig. 6b). This suggests that glaciers could have existed during MIS 3 in the upper basin and stayed quite sta-

ble. Importantly, there is no relation between turbidite activity and the PC1 curve (siliciclastic/glacier-derived sediment inputs), suggesting that glaciers may have had a limited control over sediment transfers at that time.

Moreover, vegetation in southern Europe quickly responded to D/O climate oscillations, with sparse vegetation cover under cold and arid stadial conditions (Allen et al. 1999; Sánchez Goñi et al. 2002; Combourieu Nebout et al. 2002; Fletcher and Sánchez Goñi 2008; Fletcher et al. 2010; fig. 6d). This probably enhanced runoff and erosion and thus induced a larger sediment supply in the Var watershed (e.g., Syvitski and Milliman 2007). Conversely, the development of vegetation cover in the watershed under wetter interstadial conditions would have contributed to stabilizing soils and limited runoff. The impact of vegetal cover on sediment transfer was probably exacerbated by the geomorphological characteristics of the watershed. Because of the high elevation (ca. 90% above 500 m) and relief, a small change in temperature corresponds to a large change in vegetation cover (especially forest cover; fig. 2). This pattern is correlated with alluvial stratigraphic studies that reveal aggradation of Mediterranean rivers linked to intense erosion of unvegetated soils during stadial intervals, while mean water discharge (i.e., volume) was greater during wetter interstadials, as attested by incision phases in Mediterranean rivers (Macklin et al. 2002, 2012; Woodward et al. 2008).

Conclusions

This study presents the first detailed millennial-scale stratigraphic framework in the Var sediment-routing system over the most recent glacial and interglacial intervals (i.e., the past 75 kyr), based on temporal changes in turbidite deposition in the western Mediterranean Sea. Turbidity activity on the VSR mainly reflects changes in magnitude of hyperpycnal flows spilling over the ridge, in relation with variations of the suspended-sediment concentration of the Var River floods. We show that this signal is sensitive to changes in pure sediment flux induced by climatic perturbations occurring inland. Precisely, erosion/sediment availability changes in response to (1) the presence or absence of glaciers in the drainage area and (2) the reduction or development of vegetation cover in response to D/O climate swings. Our findings, based on an unprecedented resolution in turbidite sequences for the past 75 kyr, show that rivers can transmit high-frequency changes in sediment-flux changes to deep basins and that turbidity de-

posits can be used as archives of high-resolution land-to-sea transfers. As 66% of global rivers are able to produce hyperpycnal currents (Mulder and Syvitski 1995), the Var River represents a major case study for understanding the modulation of sediment transfer to the deep ocean through glacial/interglacial and millennial-timescale climate changes.

ACKNOWLEDGMENTS

We acknowledge C. Pierre, two anonymous reviewers, and D. B. Rowley for their valuable comments, which greatly improved this article. We

would also like to acknowledge the ARTEMIS (Accélérateur pour la Recherche en sciences de la Terre, Environnement, Muséologie) Saclay and Poznan laboratories for having provided the radiocarbon dates. We thank N. Labourdette (Université Pierre et Marie Curie [UPMC]), J. Etoubleau (IFREMER), and M. Rovere (IFREMER) for their technical support and advice. The captains, crew members, and principal investigators of the 1996 NICASAR and 2008 ESSDIV cruises are warmly thanked for having contributed to the collection of high-quality sediment cores along the VSR. This project is funded by UPMC (Institut des Sciences de la Terre de Paris) and IFREMER (projects Sedimentary Systems and Geological Hazards).

REFERENCES CITED

- Alexander, J., and Mulder, T. 2002. Experimental quasi-steady density currents. *Mar. Geol.* 186:195–210.
- Allen, J. R. M.; Brandt, U.; Brauer, A.; Hubberten, H.-W.; Huntley, B.; Keller, J.; Kraml, M.; et al. 1999. Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period. *Nature* 400:740–743.
- Allen, P. A. 2008. Time scales of tectonic landscapes and their sediment routing systems. *In* Gallagher, K.; Jones, S. J.; and Wainwright, J., eds. *Landscape evolution: denudation, climate and tectonics over different time and space scales*. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 296:7–28.
- Armitage, J. J.; Dunkley Jones, T.; Duller, R. A.; Whittaker, A. C.; and Allen, P. A. 2013. Temporal buffering of climate-driven sediment flux cycles by transient catchment response. *Earth Planet. Sci. Lett.* 369–370: 200–210.
- Blum, M. D., and Törnqvist, T. E. 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology* 47:2–48.
- Bond, G.; Broecker, W.; Johnsen, S.; McManus, J.; Labeyrie, L.; Jouzel, J.; and Bonani, G. 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature* 365:143–147.
- Bouma, A. H. 1962. *Sedimentology of some flysch deposits*. Amsterdam, Elsevier, 168 p.
- Buoncristiani, J.-F., and Campy, M. 2004. The palaeogeography of the last two glacial episodes in France: the Alps and Jura. *In* Ehlers, J., and Gibbard, P., eds. *Quaternary glaciations: extent and chronology. Developments in Quaternary science. Vol. 2, Pt. 1*. Amsterdam, Elsevier, p. 101–110.
- Cacho, I.; Grimalt, J. O.; Pelejero, C.; Canals, M.; Sierro, F. J.; Flores, J. A.; and Shackleton, N. 1999. Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography* 14:698–705.
- Castelltort, S., and Van Den Driessche, J. 2003. How plausible are high-frequency sediment supply-driven cycles in the stratigraphic record? *Sediment. Geol.* 157:3–13.
- Clark, P. U.; Dyke, A. S.; Shakun, J. D.; Carlson, A. E.; Clark, J.; Wohlfarth, B.; Mitrovica, J.; Hostetler, S. W.; and McCabe, A. M. 2009. The Last Glacial Maximum. *Science* 325:710–714.
- Collier, R. E. L.; Leeder, M. R.; Trout, M.; Ferentinos, G.; Lyberis, E.; and Papatheodorou, G. 2000. High sediment yields and cool, wet winters: test of last glacial paleoclimates in the northern Mediterranean. *Geology* 28:999–1002.
- Combourieu Nebout, N.; Turon, J. L.; Zahn, R.; Capotondi, L.; Londeix, L.; and Pahnke, K. 2002. Enhanced aridity and atmospheric high-pressure stability over the western Mediterranean during the North Atlantic cold events of the past 50 k.y. *Geology* 30:863–866.
- Coulthard, T. J., and Van de Wiel, M. J. 2013. Climate, tectonics or morphology: what signals can we see in drainage basin sediment yields? *Earth Surf. Dyn.* 1:67–91.
- Covault, J. A.; Romans, B. W.; Fildani, A.; McGann, M.; and Graham, S. A. 2010. Rapid climatic signal propagation from source to sink in a southern California sediment-routing system. *J. Geol.* 118:247–259.
- Covault, J. A.; Romans, B. W.; Graham, S. A.; Fildani, A.; and Hilley, G. E. 2011. Terrestrial source to deep-sea sink sediment budgets at high and low sea levels: insights from tectonically active southern California. *Geology* 39:619–622.
- Dan, G.; Sultan, N.; and Savoye, B. 2007. The 1979 Nice harbour catastrophe revisited: trigger mechanism inferred from geotechnical measurements and numerical modelling. *Mar. Geol.* 245:40–64.
- Denniélou, B.; Huchon, A.; Beaudouin, C.; and Berné, S. 2006. Vertical grain-size variability within a turbidite levee: autocyclicity or allocyclicity? A case study

- from the Rhône neofan, Gulf of Lions, western Mediterranean. *Mar. Geol.* 234:191–213.
- Dubar, M., and Anthony, E. J. 1995. Holocene environmental change and river-mouth sedimentation in the Baie des Anges, French Riviera. *Quat. Res.* 43:329–343.
- Fletcher, W. J., and Sánchez Goñi, M. F. 2008. Orbital and sub-orbital-scale climate impacts on vegetation of the western Mediterranean basin over the last 48,000 yr. *Quat. Res.* 70:451–464.
- Fletcher, W. J.; Sánchez Goñi, M. F.; Allen, J. R. M.; Cheddadi, R.; Combourieu-Nebout, N.; Huntley, B.; Lawson, I.; et al. 2010. Millennial-scale variability during the last glacial in vegetation records from Europe. *Quat. Sci. Rev.* 29:2839–2864.
- Hinderer, M. 2001. Late Quaternary denudation of the Alps, valley and lake fillings and modern river loads. *Geodin. Acta* 14:231–263.
- Hinderer, M., and Einsele, G. 2001. The world's large lake basins as denudation-accumulation systems and implications for their lifetimes. *J. Paleolimnol.* 26:355–372.
- Ivy-Ochs, S.; Kerschner, H.; Reuther, A.; Preusser, F.; Heine, K.; Maisch, M.; Kubik, P. W.; and Schlüchter, C. 2008. Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. *J. Quat. Sci.* 23:559–573.
- Ivy-Ochs, S.; Schäfer, J.; Kubik, P.; Synal, H.-A.; and Schlüchter, C. 2004. Timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland). *Eclogae Geol. Helv.* 97:47–55.
- Jerolmack, D. J., and Paola, C. 2010. Shredding of environmental signals by sediment transport. *Geophys. Res. Lett.* 37:L19401.
- Jorry, S. J.; Jégou, I.; Emmanuel, L.; Silva Jacinto, R.; and Savoye, B. 2011. Turbiditic levee deposition in response to climate changes: the Var Sedimentary Ridge (Ligurian Sea). *Mar. Geol.* 279:148–161.
- Kettner, A. J., and Syvitski, J. P. M. 2008. Predicting discharge and sediment flux of the Po River, Italy since the Last Glacial Maximum. In de Boer, P.; Postma, G.; van der Zwan, K.; Burgess, P.; and Kukla, P., eds. *Analogue and numerical modelling of sedimentary systems: from understanding to prediction*. Chichester, Wiley, p. 171–189.
- . 2009. Fluvial responses to environmental perturbations in the northern Mediterranean since the Last Glacial Maximum. *Quat. Sci. Rev.* 28:2386–2397.
- Khripounoff, A.; Crassous, P.; Lo Bue, N.; Dennielou, B.; and Silva Jacinto, R. 2012. Different types of sediment gravity flows detected in the Var submarine canyon (northwestern Mediterranean Sea). *Prog. Oceanogr.* 106:138–153.
- Khripounoff, A.; Vangriesheim, A.; Crassous, P.; and Etoubleau, J. 2009. High frequency of sediment gravity flow events in the Var submarine canyon (Mediterranean Sea). *Mar. Geol.* 263:1–6.
- Kuhlemann, J.; Rohling, E. J.; Krumrei, I.; Kubik, P.; Ivy-Ochs, S.; and Kucera, M. 2008. Regional synthesis of Mediterranean atmospheric circulation during the Last Glacial Maximum. *Science* 321:1338–1340.
- Macklin, M. G.; Fuller, I. C.; Lewin, J.; Maas, G. S.; Passmore, D. G.; Rose, J.; Woodward, J. C.; Black, S.; Hamlin, R. H. B.; and Rowan, J. S. 2002. Correlation of fluvial sequences in the Mediterranean basin over the last 2000 ka and their relationship to climate change. *Quat. Sci. Rev.* 21:1633–1641.
- Macklin, M. G.; Lewin, J.; and Woodward, J. C. 2012. The fluvial record of climate change. *Philos. Trans. R. Soc. A* 370:2143–2172.
- Martrat, B.; Grimalt, J. O.; Lopez-Martinez, C.; Cacho, I.; Sierro, F. J.; Flores, J. A.; Zahn, R.; Canals, M.; Curtis, J. H.; and Hodell, D. A. 2004. Abrupt temperature changes in the western Mediterranean over the past 250,000 years. *Science* 306:1762–1765.
- Mas, V. 2009. Caractérisation de l'activité hydrosédimentaire dans le système turbiditique du Var (NO Méditerranée) et de son enregistrement dans l'archive sédimentaire. PhD thesis, Université Bordeaux I.
- Meybeck, M., and Vörösmarty, C. 2005. Fluvial filtering of land-to-ocean fluxes: from natural Holocene variations to Anthropocene. *C. R. Geosci.* 337:107–123.
- Migeon, S.; Mulder, T.; Savoye, B.; and Sage, F. 2006. The Var turbidite system (Ligurian Sea, northwestern Mediterranean)—morphology, sediment supply, construction of turbidite levee and sediment waves: implications for hydrocarbon reservoirs. *Geo-Mar. Lett.* 26:361–371.
- . 2012. Hydrodynamic processes, velocity structure and stratification in natural turbidity currents: results inferred from field data in the Var turbidite system. *Sediment. Geol.* 245–246:48–62.
- Migeon, S.; Savoye, B.; Zanella, E.; Mulder, T.; Faugères, J. C.; and Weber, O. 2001. Detailed seismic-reflection and sedimentary study of turbidite sediment waves on the Var Sedimentary Ridge (SE France): significance for sediment transport and deposition and for the mechanisms of sediment-wave construction. *Mar. Petrol. Geol.* 18:179–208.
- Milliman, J. D., and Syvitski, J. P. M. 1992. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *J. Geol.* 100:525–544.
- Moreno, A.; González-Sampéris, P.; Morellón, M.; Valero-Garcés, B. L.; and Fletcher, W. J. 2012. Northern Iberian abrupt climate change dynamics during the last glacial cycle: a view from lacustrine sediments. *Quat. Sci. Rev.* 36:139–153.
- Moreno, A.; Valero-Garcés, B.; González-Sampéris, P.; and Rico, M. 2008. Flood response to rainfall variability during the last 2000 years inferred from the Taravilla Lake record (Central Iberian Range, Spain). *J. Paleolimnol.* 40:943–961.
- Mulder, T., and Alexander, J. 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48:269–299.
- Mulder, T.; Migeon, S.; Savoye, B.; and Faugères, J. C. 2001a. Inversely graded turbidite sequences in the

- deep Mediterranean: a record of deposits from flood-generated turbidity currents? *Geo-Mar. Lett.* 21:86–93.
- Mulder, T.; Migeon, S.; Savoye, B.; and Jouanneau, J.-M. 2001*b*. Twentieth century floods recorded in the deep Mediterranean sediments. *Geology* 29:1011–1014.
- Mulder, T.; Savoye, B.; Piper, D. J. W.; and Syvitski, J. P. M. 1998. The Var submarine sedimentary system: understanding Holocene sediment delivery processes and their importance to the geological record. In Stoker, M. S.; Evans, D.; and Cramp, A., eds. Geological processes on continental margins: sedimentation, mass-wasting and stability. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 129:145–166.
- Mulder, T.; Savoye, B.; and Syvitski, J. P. M. 1997*a*. Numerical modelling of a mid-sized gravity flow: the 1979 Nice turbidity current (dynamics, processes, sediment budget and seafloor impact). *Sedimentology* 44:305–326.
- Mulder, T.; Savoye, B.; Syvitski, J. P. M.; and Parize, O. 1997*b*. Des courants de turbidité hyperpycnaux dans la tête du canyon du Var? données hydrologiques et observations de terrain. *Oceanol. Acta* 20:607–626.
- Mulder, T., and Syvitski, J. P. M. 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *J. Geol.* 103:285–299.
- . 1996. Climatic and morphologic relationships of rivers: implications of sea-level fluctuations on river loads. *J. Geol.* 104:509–523.
- Mulder, T.; Syvitski, J. P. M.; Migeon, S.; Faugères, J.-C.; and Savoye, B. 2003. Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. *Mar. Petrol. Geol.* 20:861–882.
- Nakajima, T., and Itaki, T. 2007. Late Quaternary terrestrial climatic variability recorded in deep-sea turbidites along the Toyama Deep-Sea Channel, central Japan Sea. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 247:162–179.
- NGRIP (North Greenland Ice Core Project) Members. 2004. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature* 431:147–151.
- Piper, D. J. W., and Normark, W. R. 1983. Turbidite depositional patterns and flow characteristics, Navy Submarine Fan, California Borderland. *Sedimentology* 30:681–694.
- . 2009. Processes that initiate turbidity currents and their influence on turbidites: a marine geology perspective. *J. Sediment. Res.* 79:347–362.
- Piper, D. J. W., and Savoye, B. 1993. Processes of late Quaternary turbidity current flow and deposition on the Var deep-sea fan, north-west Mediterranean Sea. *Sedimentology* 40:557–582.
- Rasmussen, S. O.; Andersen, K. K.; Svensson, A. M.; Steffensen, J. P.; Vinther, B. M.; Clausen, H. B.; Siggaard-Andersen, M. L.; et al. 2006. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *J. Geophys. Res. Atmos.* 111:D06102.
- Reimer, P. J.; Baillie, M. G. L.; Bard, E.; Bayliss, A.; Beck, J. W.; Blackwell, P. G.; Ramsey, C. B.; et al. 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51:1111–1150.
- Romans, B. W.; Normark, W. R.; McGann, M. M.; Covault, J. A.; and Graham, S. A. 2009. Coarse-grained sediment delivery and distribution in the Holocene Santa Monica Basin, California: implications for evaluating source-to-sink flux at millennial time scales. *Geol. Soc. Am. Bull.* 121:1394–1408.
- Sage, L. 1976. La sédimentation à l'embouchure d'un fleuve côtier méditerranéen: le Var. PhD thesis, Université de Nice.
- Sánchez Goñi, M.; Cacho, I.; Turon, J.; Guiot, J.; Sierro, F.; Peyrouquet, J.; Grimalt, J.; and Shackleton, N. 2002. Synchronicity between marine and terrestrial responses to millennial scale climatic variability during the last glacial period in the Mediterranean region. *Clim. Dyn.* 19:95–105.
- Savoye, B.; Piper, D. J. W.; and Droz, L. 1993. Plio-Pleistocene evolution of the Var deep-sea fan off the French Riviera. *Mar. Petrol. Geol.* 10:550–571.
- Schaefer, J. M.; Denton, G. H.; Barrell, D. J.; Ivy-Ochs, S.; Kubik, P. W.; Andersen, B. G.; Phillips, F. M.; Lowell, T. V.; and Schlüchter, C. 2006. Near-synchronous interhemispheric termination of the last glacial maximum in mid-latitudes. *Science* 312:1510–1513.
- Schumm, S. A. 1977. *The fluvial system*. New York, Wiley, 338 p.
- Sierro, F. J.; Andersen, N.; Bassetti, M. A.; Berné, S.; Canals, M.; Curtis, J. H.; Dennielou, B.; et al. 2009. Phase relationship between sea level and abrupt climate change. *Quat. Sci. Rev.* 28:2867–2881.
- Simpson, G., and Castellort, S. 2012. Model shows that rivers transmit high-frequency climate cycles to the sedimentary record. *Geology* 40:1131–1134.
- Skene, K. I., and Piper, D. J. W. 2003. Late Quaternary stratigraphy of Laurentian Fan: a record of events off the eastern Canadian continental margin during the last deglacial period. *Quat. Int.* 99–100:135–152.
- Skene, K. I.; Piper, D. J. W.; and Hill, P. S. 2002. Quantitative analysis of variations in depositional sequence thickness from submarine channel levees. *Sedimentology* 49:1411–1430.
- Sternai, P.; Herman, F.; Valla, P. G.; and Champagnac, J.-D. 2013. Spatial and temporal variations of glacial erosion in the Rhône valley (Swiss Alps): insights from numerical modeling. *Earth Planet. Sci. Lett.* 368:119–131.
- Svensson, A.; Andersen, K. K.; Bigler, M.; Clausen, H. B.; Dahl-Jensen, D.; Davies, S. M.; Johnsen, S. J.; et al. 2008. A 60 000 year Greenland stratigraphic ice core chronology. *Clim. Past* 4:47–57.
- Syvitski, J. P. M., and Milliman, J. D. 2007. Geology, geography, and humans battle for dominance over the delivery of fluvial sediment to the coastal ocean. *J. Geol.* 115:1–19.

- Toucanne, S.; Zaragosi, S.; Bourillet, J.-F.; Dennielou, B.; Jorry, S. J.; Jouet, G.; and Cremer, M. 2012. External controls on turbidite sedimentation on the glacially-influenced Armorican margin (Bay of Biscay, western European margin). *Mar. Geol.* 303–306:137–153.
- Waelbroeck, C.; Labeyrie, L.; Michel, E.; Duplessy, J. C.; McManus, J.; Lambeck, K.; Balbon, E.; and Labracherie, M. 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quat. Sci. Rev.* 21:295–305.
- Watts, W. A.; Allen, J. R. M.; and Huntley, B. 2000. Palaeoecology of three interstadial events during oxygen isotope stages 3 and 4: a lacustrine record from Lago Grande di Monticchio, southern Italy. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 155:83–93.
- Woodward, J. C.; Hamlin, R. H. B.; Macklin, M. G.; Hughes, P. D.; and Lewin, J. 2008. Glacial activity and catchment dynamics in northwest Greece: long-term river behaviour and the slackwater sediment record for the last glacial to interglacial transition. *Geomorphology* 101:44–67.
- Zaragosi, S.; Bourillet, J.-F.; Eynaud, F.; Toucanne, S.; Denhard, B.; Van Toer, A.; and Lanfume, V. 2006. The impact of the last European deglaciation on the deep-sea turbidite systems of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay). *Geo-Mar. Lett.* 26:317–329.

3. Résultats complémentaires : origines possibles de l'augmentation de l'activité turbiditique au cours des derniers milliers d'années

Nous évoquons ici succinctement quelques pistes pour comprendre l'augmentation modérée de l'activité turbiditique sur la Ride Sédimentaire du Var au cours des derniers millénaires (dans la deuxième moitié de l'Holocène, à partir de 5 ka). Ce phénomène semble indiquer un retour à des conditions favorables pour le déclenchement de courants hyperpycnaux de haute magnitude. Ces conditions favorables sont matérialisées par un déclin du couvert forestier observé dans le sud de l'Europe et plus particulièrement dans les Alpes (David et al., 2010; Combourieu Nebout et al., 2009) qui engendre une augmentation de l'érosion (Arnaud et al., 2012). Deux processus sont mis en avant pour les expliquer, d'une part la détérioration du climat pendant la seconde moitié de l'Holocène et d'autre part, l'impact de l'homme sur l'environnement par la déforestation et les activités pastorales. Dans les Alpes, l'impact de l'homme sur l'environnement est marqué dès 4,5 ka, mais il ne devient vraiment important que vers 1,5 ka (David et al., 2010; Arnaud et al., 2012; Brisset et al., 2012). Dans le bassin versant du Var, la déforestation a été particulièrement intense au cours des derniers siècles (Figure 6.6). L'augmentation de l'activité turbiditique observée à la fin de l'Holocène pourrait donc être liée à l'action combinée de la détérioration climatique à partir de 5 ka et de l'action de l'homme, du moins pour les derniers siècles.

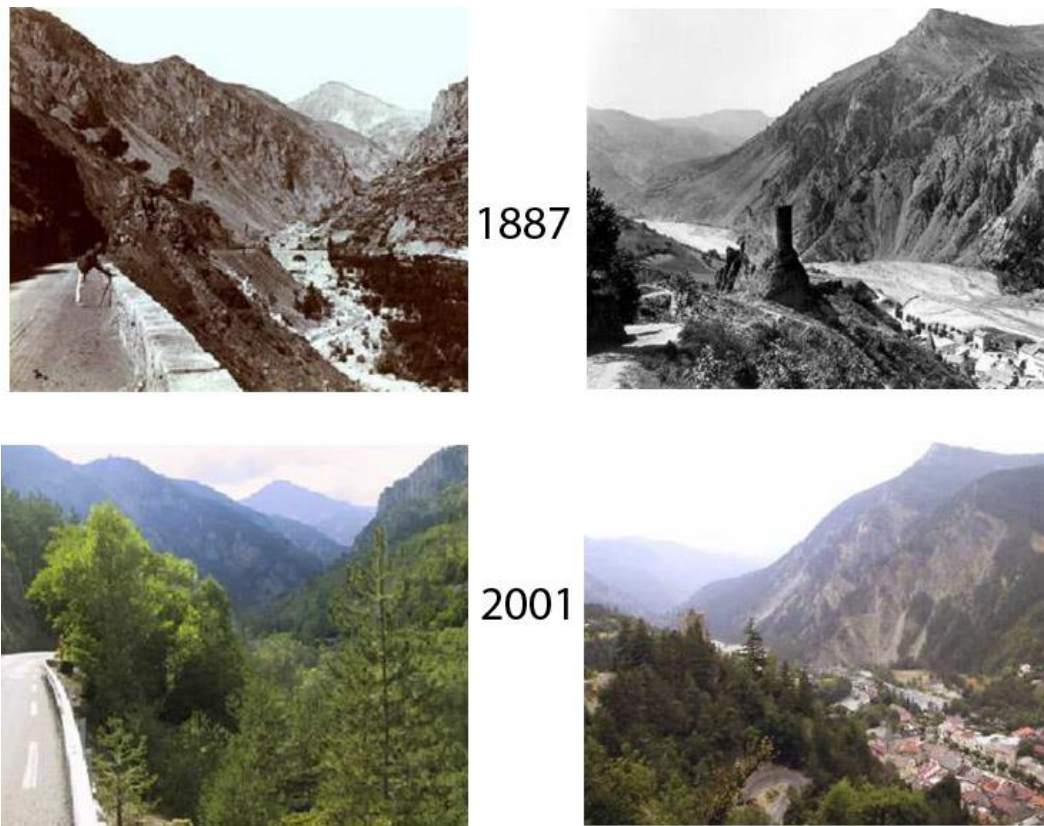


Figure 6.6 : Photographies montrant l'évolution de la végétation depuis la fin du 19^{ème} siècle où la déforestation est très intense. A la fin du 20^{ème} siècle, l'arrêt de l'utilisation du bois, notamment pour le chauffage, a permis la recolonisation rapide par la végétation (photos : Christine Voiron).

Chapitre 7 : Reconstruction et évolution des sources sédimentaires terrestres depuis la dernière période glaciaire

L'objectif de la discussion présentée dans ce chapitre est d'établir si, au cours du temps, des variations ont eu lieu dans les sources sédimentaires terrestres alimentant le système turbiditique et si ces dernières répondent à des perturbations d'ordre climatique. Pour ce faire, le traçage des sources sédimentaires dans le système sédimentaire du Var a été mené en comparant les caractéristiques géochimiques des sédiments prélevés dans le fleuve Var et ses affluents à celles des sédiments marins accumulés sur la Ride Sédimentaire du Var. Deux approches géochimiques ont été utilisées : la première se fonde sur les teneurs en éléments majeurs et traces, la seconde, sur les concentrations et les rapports isotopiques du Nd décelés dans les sédiments.

Ce chapitre définit, dans un premier temps, les différentes sources sédimentaires dans le bassin versant en fonction de leurs signatures géochimiques. Puis l'analyse des sédiments prélevés dans le canyon et le long de séquences turbiditiques, nous permettra de déterminer la démarche à adopter pour l'échantillonnage systématique dans les carottes sédimentaires. Ensuite, nous décrirons l'évolution des caractéristiques géochimiques des sédiments marins au sein des carottes sédimentaires. Une attention particulière sera portée à l'influence de la taille des grains sur la signature des sédiments aussi bien fluviaux que marins. La fin de ce chapitre sera consacrée à la reconstitution des sources sédimentaires depuis la dernière période glaciaire (cela, sous la forme d'un article, qui sera prochainement soumis dans la revue *Quaternary Science Reviews*). Nous montrerons que des changements importants ont lieu dans l'aire d'alimentation des sédiments et qu'ils sont conditionnés par les variations du climat et de la glaciation dans le bassin versant. La discussion de cet article insiste sur l'impact des variations climatiques sur l'érosion et les transferts sédimentaires en replaçant le cas du Var dans un contexte plus global.

Bien que cela sera rappelé tout au long de ce chapitre, il est dès à présent important de noter que les analyses géochimiques systématiques dans les carottes et les rivières, à l'exception des mesures *XRF core scanner* (réalisées sur le sédiment total), ont été réalisées sur la fraction du sédiment inférieure à 63 μ m, le mélange dans cette fraction étant considéré comme homogène lors du transport par les rivières (Phillips et al., 2000; Olley et Caitcheon, 2000). Par ailleurs, les données d' ϵ Nd (cf. définition ci-après) et de concentration en Nd sont obtenues sur la fraction décarbonatée du sédiment. La majeure partie du bassin versant étant couverte par des formations carbonatées, nous montrerons que les résultats obtenus sur la fraction décarbonatée permettent un examen plus fin de la contribution des autres sources sédimentaires ; cela, en diminuant le poids apparent de la signature des formations carbonatées dans le mélange des sédiments.

A. Utilisation de l'isotopie du Nd pour tracer les sources sédimentaires

Différents outils, pétrographiques ou géochimiques, permettent de définir la signature des roches sources dans un bassin versant, puis de reconstituer le mélange entre ces sources, à l'origine de la signature des sédiments transportés par les rivières (e.g. Collins et al., 1997; Collins et Walling, 2002; Haddadchi et al., 2013). L'isotopie du Nd et son utilisation comme traceur des sources sédimentaires (e.g. Henry, 1994; Clift et al., 2002, 2008; Revel-Rolland et al., 2005; Singh et al., 2008; Alizai, 2011; Arnaud et al., 2012; Carpentier et al., 2014) est présentée dans ce paragraphe.

Le néodyme (Nd) est l'élément chimique portant le numéro atomique $Z=60$ et compte 7 isotopes (de masses 142 à 146, 148 et 150). Le ^{143}Nd est radiogénique ; il est produit par désintégration α du ^{147}Sm ($Z=62$) avec une période de demi-vie de $1,06 \cdot 10^{11}$ ans. Le ^{144}Nd , non radiogénique, est stable ($T_{1/2} = 2 \cdot 10^{15}$ ans).

La composition isotopique du Nd est exprimée par la valeur ϵNd . Elle représente l'écart du rapport isotopique $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de l'échantillon par rapport à une référence, et s'exprime en partie par 10 000 (DePaolo et Wasserburg, 1976).

$$\epsilon\text{Nd} = \left[\left[\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{échantillon}}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}} \right] - 1 \right] * 10^4$$

Le rapport isotopique $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de référence est celui de la moyenne actuel pour la Terre silicatée (CHUR : *Chondritic Uniform Reservoir*; Figure 7.1) ; sa valeur est $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0,512638$ (Jacobsen et Wasserburg, 1980).

Le samarium (Sm) et le Nd appartiennent tous les deux au groupe des Terres rares (*Rare Earth Elements*–REE) ou lanthanides. Ils possèdent des propriétés chimiques très proches, toutefois un fractionnement faible se produit entre ces deux éléments lors des processus géochimiques, induit par la contraction des lanthanides qui implique que les particules les plus lourdes soient plus petites (Goldschmidt, 1937). Le rayon atomique du Sm (terre rare lourde) à $2,59 \text{ \AA}$ est donc inférieur à celui du Nd (terre rare légère) à $2,64 \text{ \AA}$. Ainsi, le Nd, plus incompatible que le Sm, est plus enrichi dans la croûte, tandis que le Sm est plus enrichi dans le manteau et par conséquent dans les magmas qui en sont issus. Au cours du temps, le ^{147}Sm se désintègre lentement en ^{143}Nd provoquant ainsi une augmentation du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

L' ϵNd d'un échantillon représente donc la déviation de son rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ comparativement au standard CHUR, cette déviation s'accroissant au cours du temps (Figure 7.1.a.). Lorsque le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ est faible (inférieur à celui du CHUR) l' ϵNd est négatif ; on parle de valeur non radiogénique. A l'inverse, un rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ élevé (supérieur à celui du CHUR) correspond à un ϵNd positif ; on parle alors de valeur radiogénique (Figure 7.1.b.).

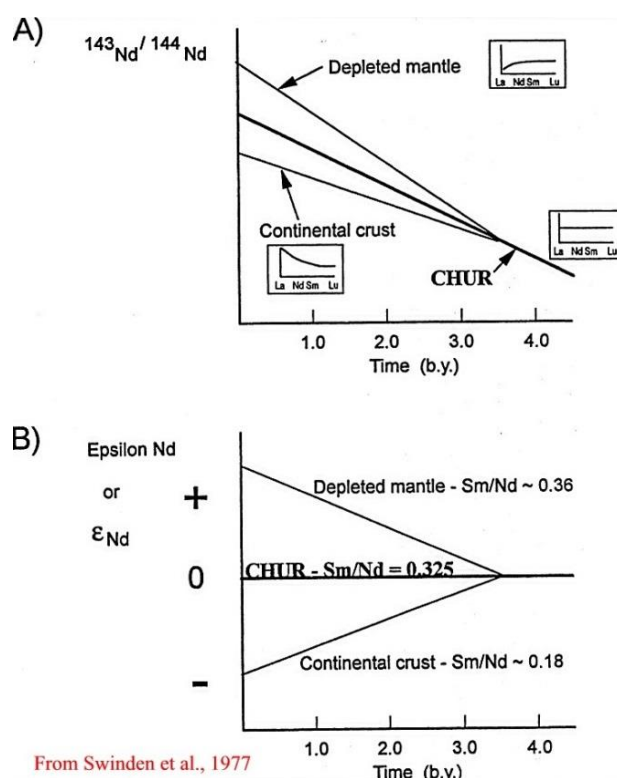


Figure 7.1 : Evolution au cours du temps du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (A) et de l' ϵ_{Nd} (B), dans la croûte terrestre (Continental Crust), le manteau appauvri (Depleted mantle) et le CHUR (Chondritic Uniform Reservoir). (D'après Swinden et al., 1977).

La composition isotopique du Nd d'une roche est fonction :

- des processus de différenciation magmatique (abondance relative en Sm par rapport au Nd lors de la fermeture du système) ;
- de l'âge de la roche (du temps écoulé depuis la fermeture du système) ;
- et, dans une moindre mesure, de l'histoire géologique de la roche (phases de métamorphisme, réouverture du système).

On trouve à la surface de la Terre des valeurs d' ϵ_{Nd} allant de -47 pour les formations archéennes au Canada, à +8 pour les jeunes formations basaltiques d'Islande (Jeandel et al., 2007).

Les différentes phases minérales contenues dans une roche cristalline, si elles ont une genèse commune, possèdent la même signature isotopique en Nd. Lors du processus de cristallisation fractionnée, un fractionnement peut avoir lieu entre les terres rares légères et les terres rares lourdes (Mc Kay, 1989), toutefois ce fractionnement est très limité et la période de désintégration du ^{147}Sm est suffisamment longue pour que la composition isotopique (rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) des différents minéraux reste homogène (DePaolo, 1988; Burt, 1989). Par conséquent, les sédiments dérivés de l'érosion de ces roches auront la même signature, quelle que soit la fraction granulométrique (McLennan, 1989). Enfin, les processus d'altération ne modifient pas la composition isotopique en Nd des produits d'érosion (Banner, 2004). Ainsi, quelle que soit l'intensité des processus d'altération, l' ϵ_{Nd} d'un sédiment est caractéristique

de sa source et s'il est issu de plusieurs sources, l' ϵ Nd reflétera le mélange entre les différentes sources.

La concentration en terres rares, et donc en Nd, varie d'un minéral à l'autre. Elle est faible (quelques ppm) dans la plupart des minéraux communs, mais les terres rares peuvent se trouver enrichies dans certains minéraux accessoires. Ils entrent dans la composition chimique de certains minéraux, comme la monazite (phosphate) et l'allanite (silicate) pour les terres rares légères, ou le xénotime (phosphate) pour les terres rares lourdes. Dans ces minéraux, la concentration en Nd peut atteindre quelques %. Les terres rares peuvent aussi se trouver en substitution dans des minéraux plus communs tels que l'apatite (phosphate ; Burt, 1989). Ces minéraux accessoires se trouvent dans les roches magmatiques sous forme de petits cristaux qui, après érosion, vont plutôt se trouver dans la fraction fine des sédiments (Goldstein et al., 1984).

B. Variabilité géochimique des sédiments dans l'aire de drainage

1. Reconnaissance et caractérisation de l'empreinte géochimique des sources sédimentaires

Pour les analyses géochimiques, seule la fraction inférieure à $63\mu\text{m}$ a été retenue, car elle est considérée comme plus homogène et représentative des sédiments transportés en suspension (Phillips et al., 2000). En effet, les particules de cette fraction sont peu représentées dans les sédiments déposés dans le lit des rivières du bassin versant du Var, en raison de leur vannage fréquent lors des crues (Genesseaux, 1966; Laurent, 1971). La composition chimique des sédiments fluviaux (voir les sites d'échantillonnage dans la Figure 7.2) est décrite dans la Table 7-1. Les résultats montrent que cette composition est directement liée à la lithologie de l'aire drainée en amont du site d'échantillonnage :

- Dans les sous-bassins de l'Esteron, du Paillon, du Loup et dans la partie amont du Var (en amont de la confluence avec la Tinée ; Figure 7.2), qui sont des secteurs drainant des terrains sédimentaires essentiellement constitués de séries carbonatées mésozoïques, la composition chimique des sédiments reflète leur caractère carbonaté : ils possèdent des pertes au feu (LOI ; *Loss On Ignition*) élevées (20-30%) ainsi que de fortes teneurs en CaCO_3 (>20%) et en Sr (> 500 ppm). En revanche, ils montrent des teneurs faibles en Al_2O_3 (4,5-10%), SiO_2 (25-45%), K_2O (<2%), et NaO (<1%) ainsi qu'en TiO_2 , MgO et Zr. L' ϵ Nd mesuré dans ces échantillons est généralement compris entre -10,9 et -11,5, toutefois des valeurs légèrement plus élevées (-10,0 à -10,6) sont obtenues dans les sédiments transportés par le Cian où les lithologies drainées sont dominées par des pélites permienes, et dans la zone du sous-bassin de l'Esteron drainant les formations sédimentaires tertiaires essentiellement constituées par des grès (Figure 7.3). En moyenne, l' ϵ Nd est de -11,3. Des valeurs similaires sont obtenues dans le Var (-11,3) et l'Esteron (-11,2), respectivement en amont de la confluence avec la Tinée (VAR-01) et le Var (EST-01), et qui correspondent donc à la moyenne de l' ϵ Nd mesuré dans ces deux sous-bassins (Figure 7.3 ; Table 7-1). De faibles concentrations en Nd, typiquement observées dans les carbonates, les argiles et les

sables (quartz) (e.g. McLennan, 1989), sont trouvées pour ces échantillons (entre 13 et 25 ppm) avec une moyenne de 20 ppm.

- Les sédiments prélevés dans le sous-bassin de la Vésubie ont une composition silicoclastique montrant, sans conteste, que le complexe métamorphique oriental en constitue la principale source. Ils présentent des teneurs élevées en Al_2O_3 (>14%), SiO_2 (>50%), K_2O (>3%) et NaO (>1%) ainsi qu'en TiO_2 , MgO et Zr , alors que les valeurs de pertes au feu (LOI) sont faibles (<10%) de même que les teneurs en CaCO_3 (<4%) et en Sr (autour de 100 ppm). Les valeurs de ϵNd mesurées dans ce sous-bassin contrastent nettement avec celles obtenues dans le reste de l'aire de drainage : elles sont bien plus radiogéniques, entre -7,8 et -9,3 (Figure 7.3), et le Nd y est lui-même très concentré (entre 30 et 76 ppm). Ces caractéristiques sont conservées dans la partie aval où la Vésubie traverse les formations carbonatées mésozoïques et ce, jusqu'à sa confluence avec le Var (VES-01 ; Table 7-1).
- Dans le sous-bassin de la Tinée, les sédiments ont une composition chimique très contrastée. Ceux prélevés en aval de zones drainant exclusivement le complexe métamorphique de la Tinée (prélèvements réalisés dans les petits cours d'eau couvrant le versant Nord de la vallée de la Tinée : ROM-01, GUE-01 et MOL-01 ; Figure 7.2) ont une composition silicoclastique similaire à celle trouvée dans les sédiments de la Vésubie. L' ϵNd mesuré pour ces échantillons se situe autour de -10,7, et les concentrations en Nd sont élevées, comprises entre 30 à 64 ppm. Quant aux sédiments prélevés en aval de zones drainant une lithologie mixte (i.e. le complexe métamorphique de la Tinée et les formations carbonatées), ils ont une composition chimique proche de celle décrite pour l'Estéron et pour la zone amont du Var. L'influence du complexe métamorphique de la Tinée dans ces échantillons est donc plus discrète au niveau de la composition en éléments majeurs, alors qu'elle est plus tangible dans les valeurs de ϵNd , légèrement plus radiogéniques (-11,1 à -10,6), et les concentrations en Nd, un peu plus élevées (25 à 42 ppm), étant donné que ces analyses sont réalisées sur la fraction décarbonatée du sédiment.
- Dans la zone aval du Var (en aval de la confluence avec la Tinée ; Figure 7.2), les sédiments présentent une composition chimique à dominante carbonatée, proche de celles trouvées dans la zone amont. En revanche, les valeurs d' ϵNd et les concentrations en Nd sont intermédiaires avec celles obtenues sur les complexes métamorphiques. Ces valeurs d' ϵNd sont comprises entre -10,4 et -10,9 et les concentrations en Nd fluctuent entre 25 et 50 ppm. En amont de la zone de confluence avec la Vésubie, les valeurs d' ϵNd sont de -10,8 en moyenne, alors qu'elles sont légèrement plus radiogéniques vers l'aval (-10,5 en moyenne). Cette évolution reflète le mélange progressif des sédiments du Var (-11,3) avec les sédiments provenant de la Tinée (-10,7) puis de la Vésubie (-9 à -8 ; Figure 7.3), l' ϵNd des sédiments transportés par le Var passant progressivement de -11,3 à -10,8 après la confluence avec la Tinée, puis à -10,5 après la confluence avec la Vésubie.

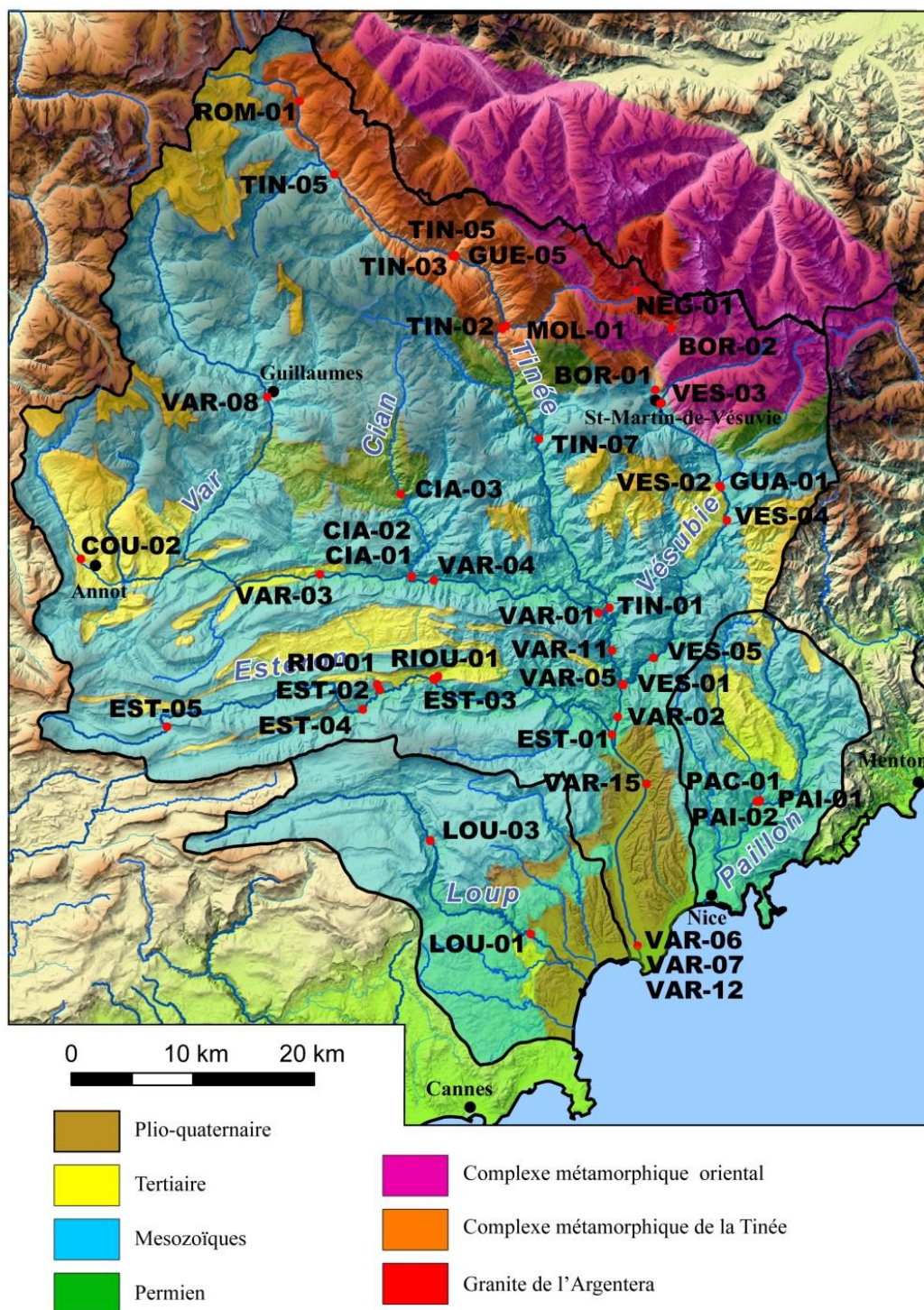


Figure 7.2 : Localisation des échantillons de sédiments fluviaux prélevés dans le bassin versant du Var, du Loup et du Paillon. Carte géologique simplifiée d'après les cartes géologiques au 1:250 000 (BRGM) de Nice et de Gap (Rouire et al., 1980; Kerckhove et al., 1979). « Var Aval » : aval de la confluence avec la Tinée; « Var Amont » : amont de la confluence avec la Tinée. Les lettres dans la nomenclature correspondent à l'abréviation du nom du cours d'eau : CIA : le Cian ; COU : le Coulomb ; EST : l'Esteron ; GUA : la Gordolasque ; GUE : le Guerche ; LOU : le Loup ; MOL : la Molière ; NEG : Lac Nègre ; PAI : le Paillon ; PAC : le Paillon-le-Conte ; ROM : Torrent de Vens ; RIOU : le Riou ; TIN : la Tinée ; VAR : le Var ; VES : la Vesubie.

Sous-bassin	Echantillon	ϵ_{Nd}	[Nd]	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	SO ₄	LOI										
																V Cr Co Ni Cu Zn Sr Zr Ba									
																(ppm)									
Esteron	BV-EST-04	-11.5	17	37.3	5.4	2.0	0.01	27.6	0.8	0.89	0.14	0.40	0.06	0.59	24.3	43	43	2	17	5	30	554	131	83	
	BV-RIO-01	-10.0	19	44.8	7.6	2.5	0.02	21.5	1.2	1.42	0.66	0.46	0.09	0.38	19.2	53	43	2	20	15	36	555	144	231	
	BV-RIOU-01	-11.5	22	35.7	4.8	1.9	0.01	29.4	0.9	0.87	0.14	0.40	0.07	0.55	25.3	45	37	4	21	10	28	729	182	143	
	BV-EST-01	-11.2	19	27.3	5.1	1.7	0.01	33.0	1.3	0.86	0.13	0.32	0.06	0.38	29.5	39	33	4	18	10	30	521	89	118	
	BV-EST-02	-11.5	18																						
	BV-EST-03	-10.9	20																						
	BV-EST-05	-10.6	23																						
Tinnée	BV-GUE-01	-10.7	29	53.1	19.0	8.1	0.10	2.2	3.8	5.04	1.45	1.05	0.19	0.05	6.1	113	93	23	50	39	176	98	121	771	
	BV-MOL-01	-10.6	64	65.7	14.5	5.1	0.08	1.3	1.9	3.41	2.11	0.98	0.35	0.02	4.3	68	63	11	27	20	150	107	877	549	
	BV-TIN-03	-11.1	55	33.9	8.4	3.5	0.05	25.6	2.1	1.59	0.64	0.43	0.15	0.64	22.5	71	57	13	42	26	84	577	309	264	
	BV-TIN-04	-11.1	29	34.3	8.7	3.8	0.05	25.3	1.8	1.46	0.46	0.44	0.12	0.56	22.5	74	63	12	47	31	77	670	148	249	
	BV-TIN-05	-10.6	29																						
	BV-TIN-07	-10.8	27																						
	BV-TIN-01	-10.8	42																						
	BV-TIN-02b	-10.8	27																						
	BV-ROM-01	-10.7	58																						
Var Amont	BV-VAR-01	-11.3	24	40.0	10.4	3.4	0.03	21.1	1.5	1.76	0.42	0.55	0.10	0.26	20.2	82	65	11	42	20	68	525	111	331	
	BV-VAR-03	-11.4	21	39.7	9.1	3.0	0.02	22.3	1.4	1.56	0.27	0.52	0.10	0.26	21.4	76	65	9	32	24	65	558	155	232	
	BV-VAR-04	-11.4	19	36.4	8.2	3.1	0.03	25.1	1.4	1.32	0.36	0.46	0.09	0.60	22.5	67	56	12	34	17	59	655	116	178	
	BV-CIA-01	-10.0	22	36.5	8.7	3.4	0.03	23.9	1.8	1.82	0.63	0.44	0.11	0.71	21.6	64	55	10	30	13	57	628	162	492	
	BV-CIA-02	-11.4	19																						
	BV-CIA-03	-10.3	25																						
	BV-VAR-08	-11.0	23																						
	BV-COU-02	-10.9	16																						
Erreur (2σ)		0.2	10%	0.21	0.16	0.13	0.011	0.1	0.13	0.025	0.063	0.012	0.015	0.028		8.6	8.6	2.4	7.1	7.9	6.4	6.6	3.7	40	

Sous-bassin	Echantillon	ϵ_{Nd}	[Nd]	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	SO ₄	LOI	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Sr	Zr	Ba	
				(%)												(ppm)									
Vésubie	BV-GUA-01	-9.0	35	54.2	15.6	4.8	0.10	2.3	3.9	4.51	1.53	0.62	0.29	0.13	11.6	73	65	12	34	35	108	93	198	494	
	BV-NEG-01	-8.7	42	62.8	15.1	3.7	0.11	1.1	0.8	3.84	2.79	0.49	0.15	0.00	9.0	46	34	9	15	12	74	91	328	307	
	BV-VES-01	-8.4	49	58.5	13.2	4.0	0.06	5.9	2.9	3.08	2.23	0.77	0.40	0.29	8.0	71	69	14	31	19	103	246	624	420	
	BV-VES-02	-8.0	76	62.9	14.8	4.5	0.08	2.7	2.3	3.40	2.51	0.96	0.52	0.11	4.4	75	53	12	29	23	185	165	2327	447	
	BV-VES-03	-8.2	54	59.3	17.4	6.1	0.10	1.8	2.4	3.73	2.40	1.14	0.39	0.02	4.6	114	82	18	47	37	208	136	846	508	
	BV-VES-04	-8.2	49	56.8	16.0	5.5	0.08	3.1	2.8	3.61	2.09	0.95	0.36	0.11	8.1	100	81	18	34	33	167	187	665	460	
	BV-VES-05	-7.9	44																						
	BV-BOR-01	-9.3	43																						
	BV-BOR-02	-7.8	29																						
Var Aval	BV-VAR-02	-10.7	29	32.3	7.5	3.3	0.03	27.4	1.7	1.33	0.48	0.39	0.11	0.61	24.2	60	51	11	37	24	67	648	199	325	
	BV-VAR-05	-10.9	51	34.6	7.8	3.2	0.04	26.0	1.9	1.55	0.59	0.42	0.14	0.66	22.8	59	45	10	32	21	67	586	257	242	
	BV-VAR-06	-10.9	25	35.5	8.1	3.4	0.05	24.9	1.9	1.54	0.54	0.41	0.12	0.47	22.4	56	56	9	35	23	71	562	136	220	
	BV-VAR-07	-10.4	32	31.1	6.6	2.8	0.02	28.4	1.7	1.18	0.59	0.35	0.12	0.65	26.1	43	46	7	30	18	89	631	243	258	
	BV-VAR-11	-10.8	24																						
	BV-VAR-12	-10.5	24																						
	BV-VAR-15	-10.5	24																						
Paillon	BV-PAI-01	-11.5	15	25.5	4.5	1.7	0.01	34.9	1.2	0.74	0.19	0.24	0.10	0.22	30.5	41	35	4	17	22	60	869	109	86	
	BV-PAI-02	-11.3	13																						
	BV-PAC-01	-11.1	17																						
Loup	BV-LOU-01	-10.5	29																						
	BV-LOU-03	-10.2	21																						
Roya	BV-ROY-01	-9.5	22																						
	Erreur (2σ)	0.2	10%	0.21	0.16	0.13	0.011	0.1	0.13	0.025	0.063	0.012	0.015	0.028		8.6	8.6	2.4	7.1	7.9	6.4	6.6	3.7	40	

Table 7-1 : Synthèse des données géochimiques mesurées sur la fraction <63 μ m des sédiments fluviaux. Composition en éléments majeurs et traces mesurée par spectrométrie à fluorescence X. Les analyses de concentration et d'isotopie du Nd sont réalisées sur la fraction décarbonatée du sédiment. La localisation des échantillons est donnée dans la Figure 7.2, leur coordonnées géographiques sont données dans la Table 4-2. Les lettres dans la nomenclature correspondent à l'abréviation du nom du cours d'eau : CIA : le Cian ; COU : le Coulomb ; EST : l'Esteron ; GUA : la Gordolasque ; GUE : le Guerche ; LOU : le Loup ; MOL : la Molière ; NEG : Lac Nègre ; PAI : le Paillon ; PAC : le Paillon-le-Conte ; ROM : Torrent de Vens ; RIOU : le Riou ; TIN : la Tinée ; VAR : le Var ; VES : la Vésubie.

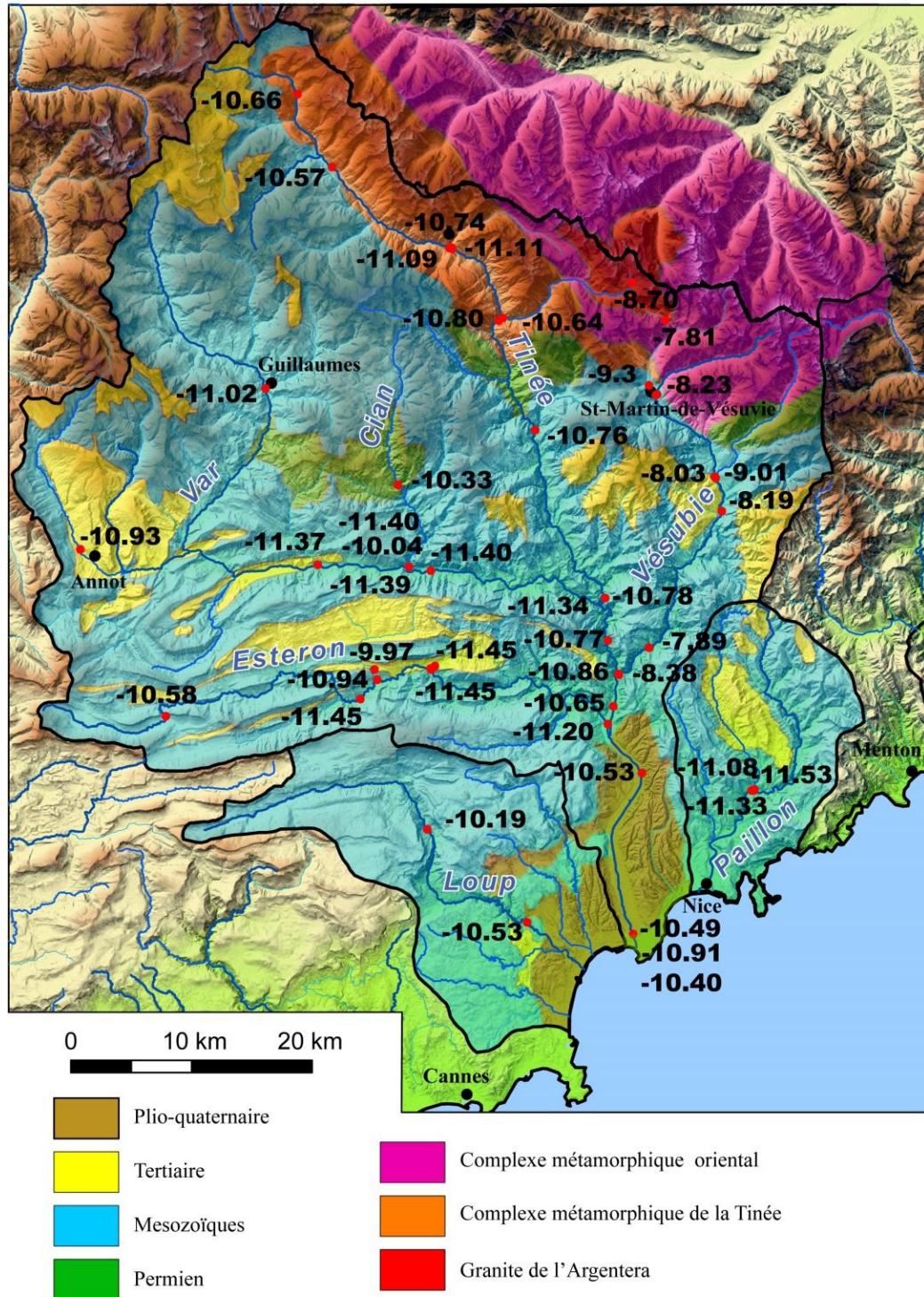


Figure 7.3 : Valeurs d' ϵNd mesurées sur les échantillons de sédiments fluviaux (fraction $<63 \mu m$, décarbonatée). Carte géologique simplifiée d'après les cartes géologiques au 1:250 000 (BRGM) de Nice et de Gap (Rouire et al., 1980; Kerckhove et al., 1979).

Pour faciliter l'interprétation des données présentées dans la Table 7-1, les concentrations en éléments majeurs et traces, incluant les concentrations Nd, ont été traitées par analyse en composante principale (CP). Les résultats obtenus sur les deux axes principaux (CP1 et CP2) sont présentés dans la Figure 7.4. Ils expliquent 75 % de la variabilité du jeu de données (64% pour CP1 et 11% pour CP2). La répartition des variables sur l'axe CP1 montre une anti-corrélation entre le Ca et le Sr (score négatif) et les autres éléments (score positif). Les échantillons prélevés dans les Massifs Cristallins Externes (i.e. complexes métamorphiques ; score positif sur l'axe CP1) sont facilement différenciables de ceux prélevés dans les domaines carbonatés (score négatif sur l'axe CP1). Les échantillons prélevés dans la partie aval du Var et dans la Tinée étant issus du mélange entre les sédiments carbonatés et silicoclastiques, leur score sur l'axe PC1 est intermédiaire (proche de 0) ; toutefois, il est légèrement négatif, ce qui indique que la fraction carbonatée reste dominante dans le mélange.

Les éléments qui présentent un score élevé sur l'axe CP1 sont répartis en trois groupes :

- les métaux lourds associés au Fe_2O_3 ,
- un groupe comprenant Al_2O_3 , TiO_2 , et K_2O ,
- et un autre regroupant SiO_2 , Nd, Na_2O et P_2O_5 .

La corrélation entre les teneurs en Nd et en SiO_2 montre que les Massifs Cristallins Externes sont la source des minéraux porteurs de forte concentration en Nd. La teneur en Nd montre également une nette corrélation avec celle en P_2O_5 ; ce qui indique que le Nd est notamment porté par les phosphates. Le Nd se substituant facilement au Na, par exemple dans les plagioclases, sa concentration est aussi corrélée à celle du Na_2O . Les fortes concentrations en Nd (>30 ppm) observées dans les sédiments fluviaux semblent ainsi liées à la présence de ces espèces minérales.

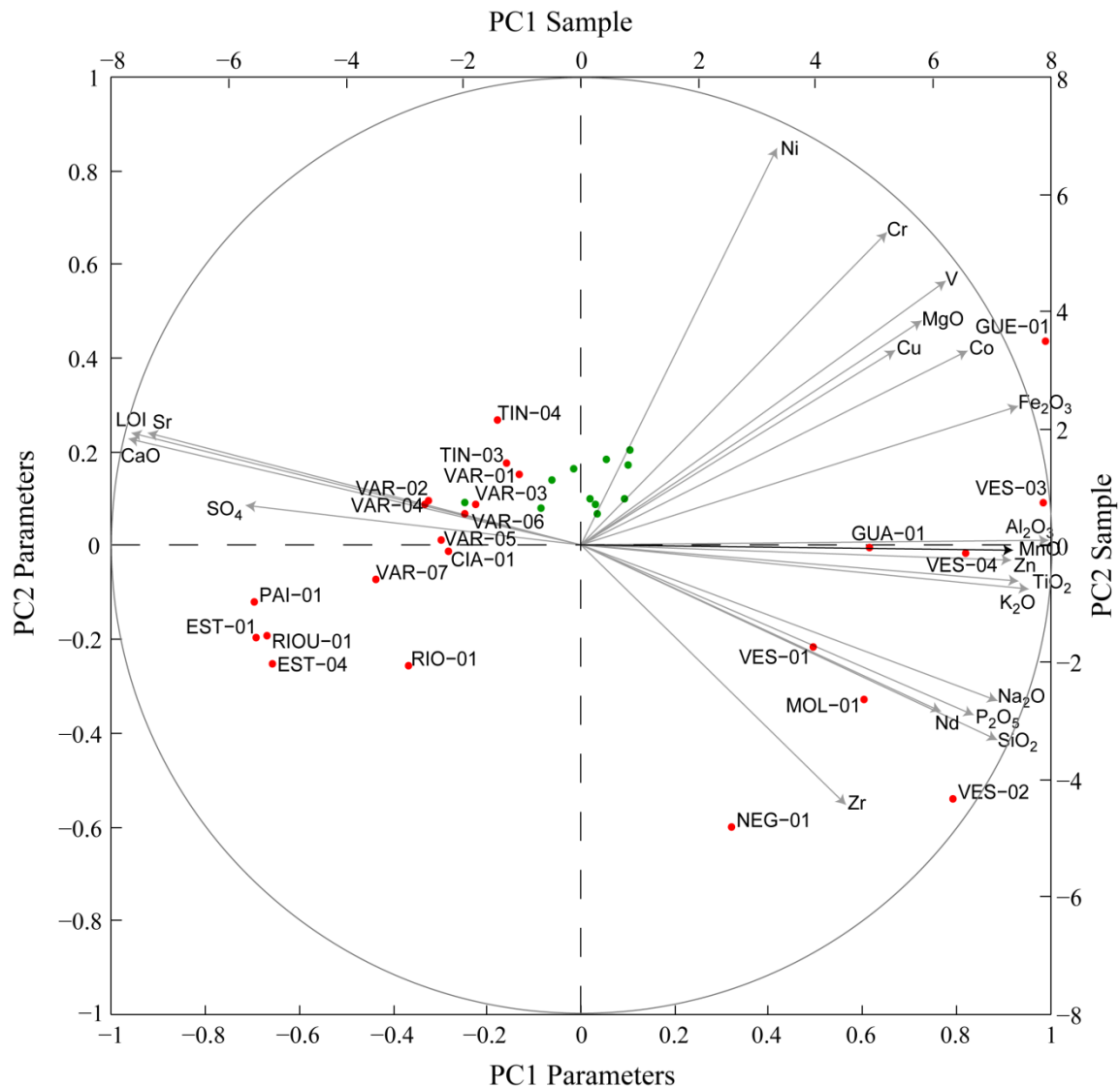


Figure 7.4 : Résultats de l'analyse en composante principale (ACP) des données géochimiques représentés dans le plan vectoriel des deux premiers axes principaux. Les scores obtenus sur ces axes (PC1 Sample et PC2 Sample), pour les sédiments fluviatiles, sont indiqués par des points rouges. La localisation géographique des échantillons fluviatiles est donnée dans la Figure 7.2. Le score (axes PC1 Parameters et PC2 Parameters) des variables (concentrations en éléments majeurs et traces et concentration en Nd, LOI = loss in ignition : perte au feu) sont représentés par des vecteurs (flèches grises). La composition chimique de quelques échantillons de sédiments prélevés dans les facies argilo-silteux des turbidites de la carotte ESSK08-CS01 a également été projetée sur ces axes (points verts). Ces échantillons ont une composition chimique médiane (score proche de 0 sur les deux axes) ; ce qui illustre bien qu'ils sont issus du mélange entre les sédiments provenant des différentes parties du bassin versant. Le score de l'échantillon le plus récent (≈ 15 ka) est proche de celui obtenu pour les sédiments prélevés à l'embouchure (ex : VAR-06). Les échantillons plus anciens (> 18 ka) ont un score positif sur l'axe CPI, leur composition chimique se rapproche donc plus de celle des Massifs Cristallins Externes. Cette variabilité montre que des changements dans la source de ces sédiments ont eu lieu au cours du temps.

En résumé, les caractéristiques géochimiques des sédiments prélevés dans les rivières du bassin versant du Var sont représentatives de la lithologie des terrains drainés en amont des points de prélèvement. La composition en éléments majeurs permet de distinguer deux sources sédimentaires :

- les formations sédimentaires qui fournissent principalement des sédiments carbonatés,
- les Massifs Cristallins Externes (complexes métamorphiques) qui fournissent des sédiments silicoclastiques.

L'isotopie du Nd, associée à sa concentration, constitue un traceur plus efficace puisqu'il permet de distinguer au moins trois sources :

- les formations sédimentaires carbonatées qui fournissent des sédiments porteurs d'une signature en ϵNd peu radiogénique (-11,0 à -11,5) et des concentrations en Nd faible (≈ 20 ppm),
- le complexe métamorphique oriental qui fournit des sédiments plus concentrés en Nd (30 à 70 ppm) avec une signature en ϵNd plus radiogénique (-9 à -8),
- le complexe métamorphique de la Tinée qui fournit des sédiments également concentrés en Nd (30 à 70 ppm), mais avec une signature en ϵNd intermédiaire (-10,6).

On notera également que les sédiments délivrés par les formations sédimentaires tertiaires et permienes, présentes localement dans la partie amont du Var et dans le sous-bassin de l'Esteron, semblent avoir une signature en ϵNd légèrement plus radiogénique (autour de -10) que celle des formations carbonatées mésozoïques. Cette signature est observée dans les sédiments prélevés dans le lit du Cian (CIA-01 : -10 ; CIA-03 : -10,3) et du Riolan (RIO-01 : -10 ; Figure 7.2 ; Figure 7.3). Toutefois, les sédiments fournis par ces formations ne semblent participer qu'en faible proportion aux apports sédimentaires à l'échelle des sous-bassins du Var-amont et de l'Esteron puisque la signature, mesurée à leur sortie (EST-01 : -11,2 et VAR-01 : -11,3 ; Figure 7.2 ; Figure 7.3), est caractéristique des formations carbonatées mésozoïques (-11 à -11,5).

2. Sources sédimentaires et granularité des sédiments

En principe, les différentes fractions granulométriques issues de l'érosion d'une roche portent la même signature en ϵNd (McLennan, 1989). Pour valider cette hypothèse dans le cas du Var, les sédiments de 7 échantillons (un par sous-bassin et deux dans la zone aval du Var) ont été séparés en deux fractions : l'une grossière, comprise entre 45 et 63 μm et l'autre fine, inférieure à 45 μm . Les valeurs de l' ϵNd et de la concentration en Nd, mesurées dans ces deux fractions, ainsi que celles mesurées dans le sédiment total ($< 63\mu\text{m}$), sont comparées dans la Table 7-2.

Les deux fractions montrent la même signature en ϵNd dans 4 des 7 échantillons testés. Une différence (supérieure à 0,2 unités d' ϵNd) dans l' ϵNd des deux fractions est constatée lorsque les points d'échantillonnage sont alimentés par plusieurs sources de lithologies différentes (EST-05, TIN-07 et VAR-12). Dans le sous-bassin de l'Esteron (EST-05), cette différence est de 0,8 unités d' ϵNd . Les sédiments de la fraction fine ($< 45\mu\text{m}$) ont une signature typique des formations carbonatées mésozoïques (-11,2), alors que les sédiments grossiers ont une signature qui semble provenir de celle des formations sédimentaires tertiaires (-10,4). Enfin, la signature du sédiment total ($< 63\mu\text{m}$) est le reflet du mélange de ces deux fractions (-10,6). Dans le sous-bassin de la Tinée (TIN-07), la différence entre les deux classes granulométriques est faible (0,3 unités d' ϵNd). Au niveau de l'embouchure du Var (VAR-12), la fraction grossière, plus radiogénique (-9,8), montre clairement une plus forte influence des sédiments en provenance de la Vésubie que dans la fraction fine (-10,3). La fraction la plus grossière montre systématiquement des concentrations en Nd inférieures à celle de la fraction fine, à l'exception de l'échantillon provenant de la Vésubie (VES-05) pour lequel la concentration en Nd est équivalente dans les deux fractions. Cet appauvrissement est certainement dû à l'abondance de grains de quartz, peu concentrés en Nd dans la fraction grossière (e.g. McLennan, 1989). Les concentrations les plus faibles (8 ppm) sont trouvées dans les sédiments grossiers de l'Esteron, elles montrent une nette influence des formations tertiaires qui sont essentiellement gréseuses.

	<45 μm		45-63 μm		<63 μm	
	ϵNd	[Nd]	ϵNd	[Nd]	ϵNd	[Nd]
BV-EST-05	-11.2	22	-10.4	8	-10.6	23
BV-CIA-03	-10.8	26	-10.8	19	-10.3	25
BV-VAR-08	-11.2	23	-11.1	18	-11.0	23
BV-TIN-07	-10.7	36	-10.4	29	-10.8	27
BV-VAR-11	-10.9	25	-10.7	20	-10.8	24
BV-VAR-12	-10.3	24	-9.8	17	-10.5	24
BV-VES-05	-8.0	42	-7.9	43	-7.9	44

Table 7-2 : Tableau comparatif de la concentration en Nd et de l' ϵNd mesuré dans les fractions 45-63 μm , $< 45\mu\text{m}$ et $< 63\mu\text{m}$ des sédiments fluviatiles. La localisation géographique des échantillons est donnée dans la Figure 7.2. Des valeurs d' ϵNd de la fraction $<63\mu\text{m}$ ne rentrant pas dans l'intervalle formé par les valeurs trouvées dans les fractions 45-63 μm et $<45\mu\text{m}$ (différence $>0,2$ unité d' ϵNd ; e.g. échantillon CIA-03) peuvent s'expliquer par des différences d'homogénéité des échantillons de sédiment.

C. Contraintes géochimiques apportées sur l'origine des sédiments marins

1. Caractéristiques géochimiques des sédiments prélevés par les pièges à particules dans le canyon et la vallée supérieure

Entre décembre 2008 et Mars 2009, des pièges à particules ainsi que des courantomètres ont été mis en place dans le canyon et la vallée supérieure du système turbiditique du Var. Au cours de cette période, le passage de trois courants de faible magnitude a été enregistré. Parmi

eux, deux étaient des courants hyperpycnaux associés à des crues du Var dont le débit de pointe a atteint $600 \text{ m}^3/\text{s}$, le troisième était un courant de turbidité (Khripounoff et al., 2012 ; Figure 7.5). Des sédiments récupérés dans les pièges à particules au moment du passage de ces trois courants et lors d'une phase de sédimentation hémipélagique, ont été fournis par Alexis Khripounoff (IFREMER). Au total, 8 échantillons ont été prélevés, répartis sur 2 sites (vallée supérieure : VA, et canyon du Var : VV ; Figure 7.5). Les mesures de l' ϵNd sur ces échantillons ont été conduites sur la phase totale des sédiments, sans tamisage préalable, ceux-ci ayant été broyés après leur récupération.

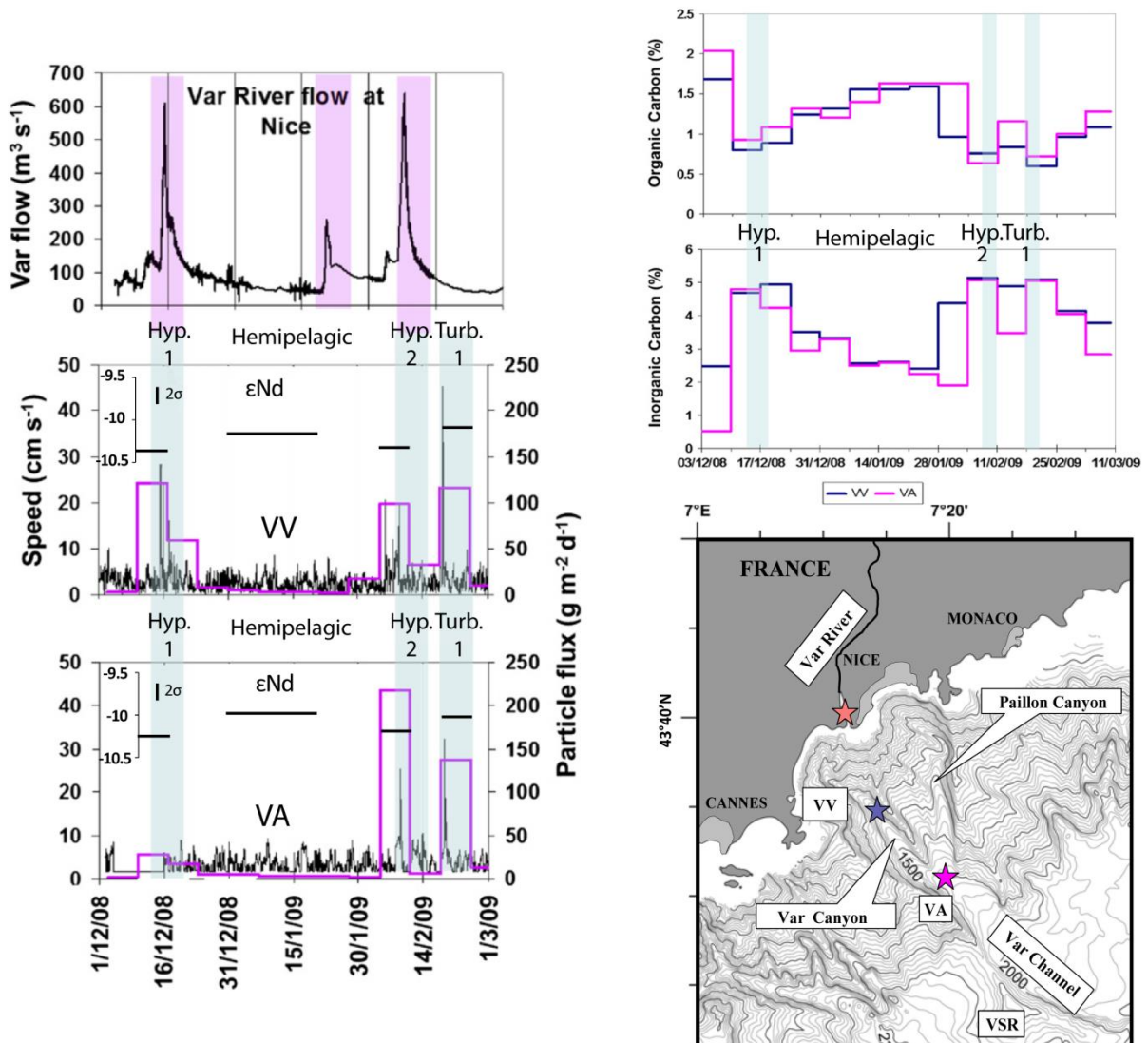


Figure 7.5 : Valeurs d' ϵNd obtenues dans les sédiments prélevés dans des pièges à particules disposés dans le canyon du Var (VV) et la vallée supérieure (VA), à 30 mètres au-dessus du chenal. Vitesse du courant (speed) et flux de particules (particle flux) mesurés au niveau des stations VV (canyon du Var) et VA (vallée supérieure) durant la période de mise en place des pièges. Deux crues observées au cours de cette période (délimitées en rose sur l'enregistrement des débits) ont donné lieu des courants hyperpycnaux (Hyp.1 et Hyp.2). Un courant de turbidité a aussi été observé (Turb.1). Le passage de ces trois courants est marqué par une augmentation de la vitesse du courant, des flux particulaires et du carbone inorganique des sédiments prélevés dans les pièges à particules. Une phase de sédimentation hémipélagique a eu lieu entre le passage des deux courants hyperpycnaux (d'après Khripounoff et al., 2012).

Les valeurs d' ϵNd trouvées dans ces sédiments sont comprises entre -10,4 et -10,0 (Figure 7.5). Elles se révèlent un peu plus radiogéniques que celles obtenues à l'embouchure du Var, certainement en raison de la présence dans ces échantillons de particules grossières ayant une signature plus radiogéniques (voir Table 7-2). La différence de l' ϵNd observée entre ces deux sites, est inférieure à la marge d'erreur des mesures de l' ϵNd (0,2 unité d' ϵNd). Toutefois, des valeurs d' ϵNd systématiquement plus radiogéniques (de 0,1 unité d' ϵNd) sont obtenues dans la vallée supérieure (Figure 7.5) ; ce qui pourrait être lié à l'incorporation, au cours du trajet des courants dans le canyon, de sédiments plus grossiers (caractérisés par un ϵNd plus radiogénique).

Les sédiments récupérés lors du passage des courants hyperpycniaux sont les moins radiogéniques, ceux prélevés dans le canyon ont un ϵNd similaire (-10,4) à celui mesuré dans les sédiments de l'embouchure du Var (Figure 7.3). L' ϵNd des sédiments prélevés au passage du courant de turbidité, plus radiogéniques (-10,0 à -10,1), montre que la source de ces sédiments est différente de celle des sédiments transportés dans les courants hyperpycniaux. Les sédiments apportés par le courant de turbidité proviennent vraisemblablement de la déstabilisation de sédiments plus anciens déposés au niveau du rebord du plateau continental.

Les sédiments hémipélagiques possèdent une signature isotopique identique à celle obtenue pour les sédiments transportés par le courant de turbidité, ce qui suggère qu'ils proviennent de la même source. Cela pourrait alors indiquer le rôle du remaniement des sédiments par les courants marins dans la sédimentation hémipélagiques plutôt que celui de la décantation des panaches hypopycniaux du fleuve Var. De plus, les sédiments hémipélagiques étudiés dans ce travail ont été prélevés au début du mois de janvier (Figure 7.5), or une étude menée sur une période de 2 ans par Mas (2009) a mis en évidence qu'en période hivernale (entre fin décembre et fin mai) les courants marins dans le canyon du Var sont plus forts que durant le reste de l'année, engendrant des flux particuliers hémipélagiques plus importants.

2. Variabilité géochimique mesurée dans les sédiments marins et considérations pour l'échantillonnage systématique des carottes sédimentaires

2.1. Variabilité géochimique des sédiments au sein des séquences turbiditiques

L'évolution de la composition géochimique des sédiments dans une séquence turbiditique (Figure 7.6 ; Séquence A) a été étudiée en détail, avec un pas d'échantillonnage de 0,5 à 1 cm. Afin de pouvoir comparer ces résultats avec ceux obtenus dans les sédiments des pièges à particules, aucun tamisage n'a été réalisé sur ces sédiments.

Dans le faciès sableux (Figure 7.6), l'enrichissement en SiO_2 , CaO , K_2O , et Na_2O montre que les sédiments sont essentiellement composés de grains de quartz, de carbonate et de feldspath, cet assemblage minéralogique se retrouve également en abondance dans les sables prélevés dans les rivières et dont des prélèvements ont été observés en lame mince. Les sédiments du faciès sableux sont appauvris en Al_2O_3 , TiO_2 , MgO et Fe_2O_3 , indiquant que ces éléments se trouvent préférentiellement concentrés dans la fraction fine.

Dans le faciès silto-argileux, les sédiments sont appauvris en SiO_2 . Au sein de ce faciès, les concentrations en Al_2O_3 , TiO_2 , MgO , Fe_2O_3 , K_2O et Na_2O augmentent vers le sommet de la séquence avec l'enrichissement progressif en particules fines. La base du faciès silto-argileux est enrichie en CaO dont la concentration décroît ensuite vers le sommet de la séquence, indiquant que les carbonates détritiques sont plutôt portés par les silts grossiers.

La base du faciès hémipélagique montre un enrichissement pour la plupart des éléments, excepté le CaO . Vers le sommet de la séquence, les concentrations en CaO augmentent alors que celles des autres éléments diminuent. Cette évolution indique une dilution progressive des sédiments terrigènes par les carbonates biogéniques.

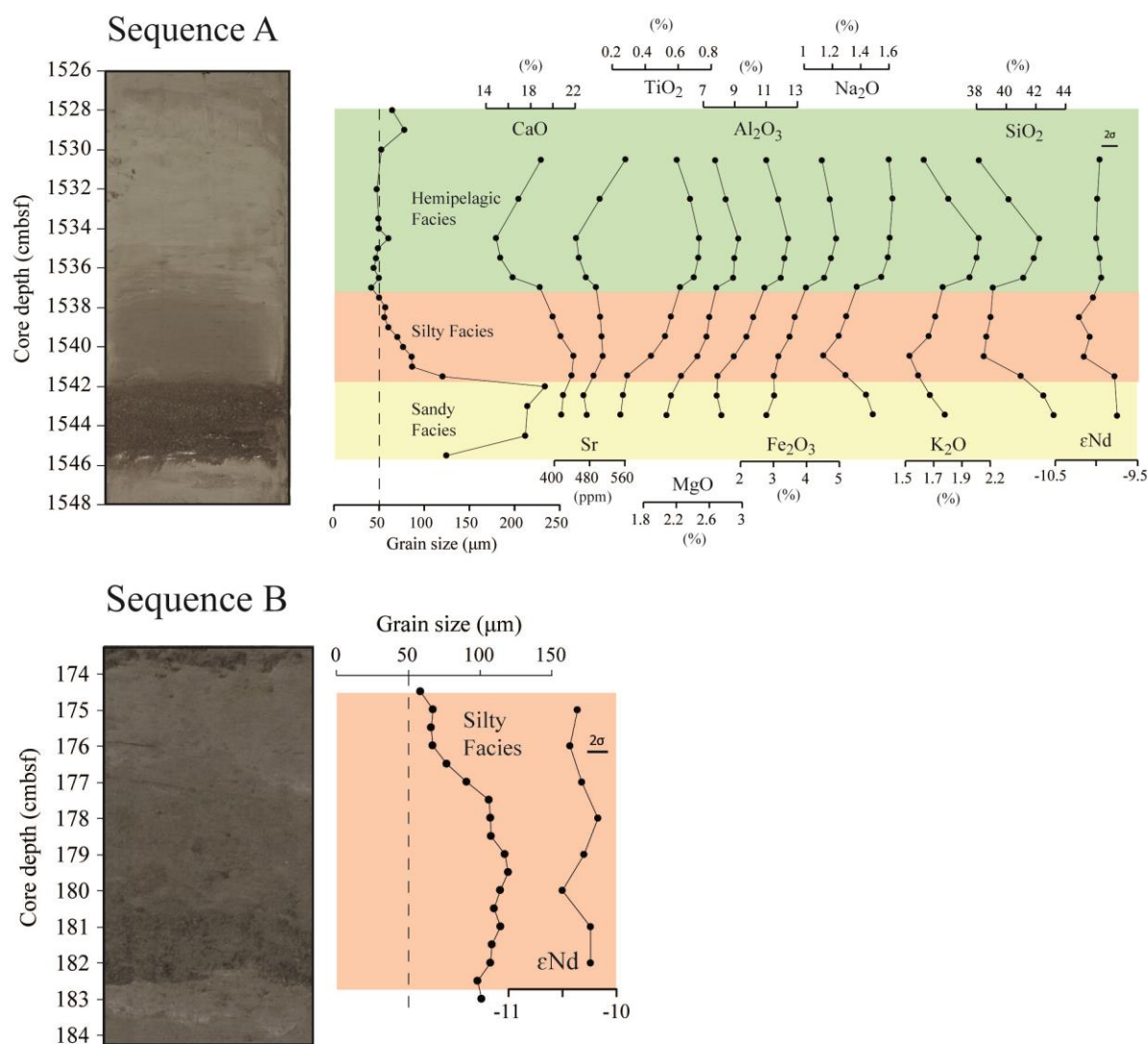


Figure 7.6 : Composition chimique et valeur d' ϵ_{Nd} déterminées sur la fraction totale des sédiments le long d'une séquence turbiditique (Séquence A). Evolution de l' ϵ_{Nd} présentée seule (Séquence B). L'évolution de la composition géochimique des sédiments dans la séquence A est étroitement liée à l'évolution de la granularité des sédiments et des faciès sédimentaires associés. Les métaux lourds (Cr, Co, Ni, Zn) analysés dans la séquence A ne sont pas présentés ici, mais l'évolution de leurs teneurs au sein de cette séquence est similaire à celle du Fer.

Au sein de cette séquence (Séquence A ; Figure 7.6), les valeurs d' ϵ_{Nd} varient peu, de 0,4 unité au maximum, et leur évolution semble dépendre du faciès sédimentaire. Dans le

faciès sableux, l' ϵNd est plus radiogénique (-9,8) ; cette signature est identique à celle trouvée dans la fraction grossière des sédiments prélevés à l'embouchure (Table 7-2), et montre que le complexe métamorphique oriental apporte une plus grande contribution dans la source des sédiments grossiers. Dans le faciès silto-argileux, l' ϵNd est moins radiogénique (-10,1 à -10,2) ; cette signature est cohérente avec l'enrichissement en CaO, tous les deux témoignent d'une plus forte contribution des sédiments provenant des formations carbonatées. Dans le faciès hémipélagique, l' ϵNd est remarquablement homogène, autour de -10,0.

Dans la séquence B, l' ϵNd est globalement plus homogène que dans la séquence A avec des valeurs fluctuant autour de -10,3 en moyenne (Figure 7.6). Cela traduit une origine elle aussi homogène des sédiments au sein de cette séquence, lesquels appartiennent tous au faciès silto-argileux.

2.2. Stratégie d'échantillonnage pour l'analyse systématique de l' ϵNd des sédiments marins

Pour des raisons d'homogénéité de l'échantillon, et comme pour les sédiments fluviatiles, seuls les sédiments marins de taille inférieure à $63\mu\text{m}$ ont été analysés, ce qui exclut l'utilisation des faciès sableux. Pour les mesures de l' ϵNd et de la concentration en Nd, les faciès silto-argileux des turbidites ont été préférés au faciès hémipélagiques, car plus susceptibles que ces derniers de porter la signature des sédiments apportés par le fleuve, particulièrement s'il s'agit de dépôts de crue (hyperpycnite). L'origine continentale des sédiments composant les faciès silto-argileux est explicitement montrée par l'augmentation des teneurs en carbonates détritiques et par les signatures en ϵNd proches de celles de l'embouchure (Figure 7.6). En revanche, les caractéristiques géochimiques des sédiments hémipélagiques tendent à montrer qu'ils proviennent en partie du remaniement des sédiments de surface par les courants marins.

Les mesures d' ϵNd et de concentration en Nd ont été effectuées dans les sédiments fins (faciès silto-argileux) des turbidites de la carotte ESK08-CS01 pour la période 0 et 30 ka et de celles de la carotte ESK08-CS13 pour la période 30 et 50 ka.

2.3. Effet de la granularité des sédiments marins sur leur signature en ϵNd

Comme cela a été démontré au sein de la fraction inférieure à $63\mu\text{m}$ pour les sédiments fluviatiles (voir Table 7-2), les particules sédimentaires les plus grossières ($45\text{-}63\mu\text{m}$) peuvent avoir une origine différente des particules plus fines ($<45\mu\text{m}$). La même approche que pour les sédiments fluviatiles a été menée sur 9 échantillons de sédiments turbiditiques, sur lesquels la concentration en Nd et l' ϵNd ont été mesurés sur deux fractions granulométriques : une fraction grossière ($45\text{-}63\mu\text{m}$) et fraction fine ($<45\mu\text{m}$). Les résultats sont comparés dans la Table 7-3.

Les sédiments de la fraction grossière sont systématiquement plus radiogéniques que ceux de la fraction fine, l'écart étant de 0,4 à 1,3 unité d' ϵNd . Cette différence indique, comme pour l'embouchure du Var (VAR-07 ; Table 7-2), que la proportion des sédiments provenant du complexe métamorphique oriental est plus importante dans les sédiments

grossiers (i.e. contenus dans la fraction 45-63 μ m). Les valeurs d' ϵ Nd proches de -9 indiquent même que le complexe métamorphique oriental constitue la principale source de ces sédiments (Figure 7.3).

Core	Age (ka)	Depth (cm)	<45 μ m		45-63 μ m		<63 μ m	
			ϵ Nd	[Nd]	ϵ Nd	[Nd]	ϵ Nd	[Nd]
ESSK08-CS01	1.4	44.5	-10.63	23	-9.64	15	-10.36	20
ESSK08-CS01	6.0	197.5	-10.56	22	-10.11	11	-10.77	20
ESSK08-CS01	8.9	309.5	-10.48	23	-9.97	19	-10.38	23
ESSK08-CS01	10.2	361.5	-10.15	23	-8.83	21	-10.01	24
ESSK08-CS01	10.8	417.5	-10.38	22	-9.69	13	-10.43	22
ESSK08-CS01	14.3	533.5	-10.57	21	-9.75	14	-10.57	22
ESSK08-CS01	16.6	617.5	-10.41	24	-9.74	24	-10.30	24
ESSK08-CS01	17.6	707.5	-10.28	27	-9.37	12	-10.00	25
ESSK08-CS01	18.0	747.5	-10.05	23	-9.33	14	-10.04	23

Table 7-3 : Tableau comparatif de la concentration en Nd et de l' ϵ Nd mesurés dans les fractions 45-63 μ m, <45 μ m et <63 μ m des sédiments turbiditiques de la carotte ESSK08-CS01 (datés entre 0 et 20 ka).

Au cours du temps, l' ϵ Nd évolue de la même manière dans les deux fractions, ce qui indique que les changements dans la source des sédiments contenus dans ces deux fractions sont synchrones et doivent répondre à un même facteur de contrôle.

Les concentrations en Nd mesurées dans la fraction grossière sont systématiquement inférieures (11 à 19 ppm) à celles de la fraction fine (21 à 27 ppm ; Table 7-2), or, ces concentrations plus faibles semblent incompatibles avec une plus forte contribution des sédiments provenant du complexe métamorphique oriental. En effet, les mesures réalisées dans la fraction 45-63 μ m des sédiments de la Vésubie (Table 7-2) montraient des concentrations en Nd aussi élevées que dans la fraction fine (\approx 44 ppm). Les sédiments de la fraction 45-63 μ m semblent donc anormalement appauvris en Nd. Cette différence peut cependant s'expliquer non seulement par la perte progressive de minéraux lourds, riches en Nd, tout au long du transport des sédiments dans les cours d'eau (e.g. Bouchez et al., 2011; Carpentier et al., 2014), mais aussi lors de leur transport par les écoulements turbulents dans lesquels la densité joue un rôle important, elle pourrait donc aussi refléter la difficulté de ces minéraux lourds à déborder sur la ride.

Dans tous les échantillons analysés, la fraction <45 μ m représente plus de 90% de la fraction <63 μ m et possède une concentration en Nd plus élevée. C'est pourquoi la variabilité de l' ϵ Nd enregistrée dans la fraction <63 μ m semble largement induite par celle de la fraction <45 μ m (Table 7-3).

Le fait que les différentes fractions granulométriques montrent des signatures en ϵ Nd différentes, oblige à s'interroger sur la pertinence de l'échantillonnage. En effet, même si tous les échantillons sont prélevés dans des faciès similaires (i.e. faciès silto-argileux), la distribution granulométrique de ces derniers peut être variable d'une séquence turbiditique à une autre. Afin de vérifier si la variabilité de l' ϵ Nd entre les turbidites traduit effectivement des changements dans les sources sédimentaires terrestres et non des variations dans la

distribution granulométrique des échantillons, la granularité des échantillons a été systématiquement mesurée (Figure 7.7). Les résultats de ces mesures n'indiquent aucune relation entre la taille moyenne des grains (D50) et l' ϵNd des échantillons. La variabilité de l' ϵNd sera donc être interprétée comme des variations dans les sources sédimentaires.

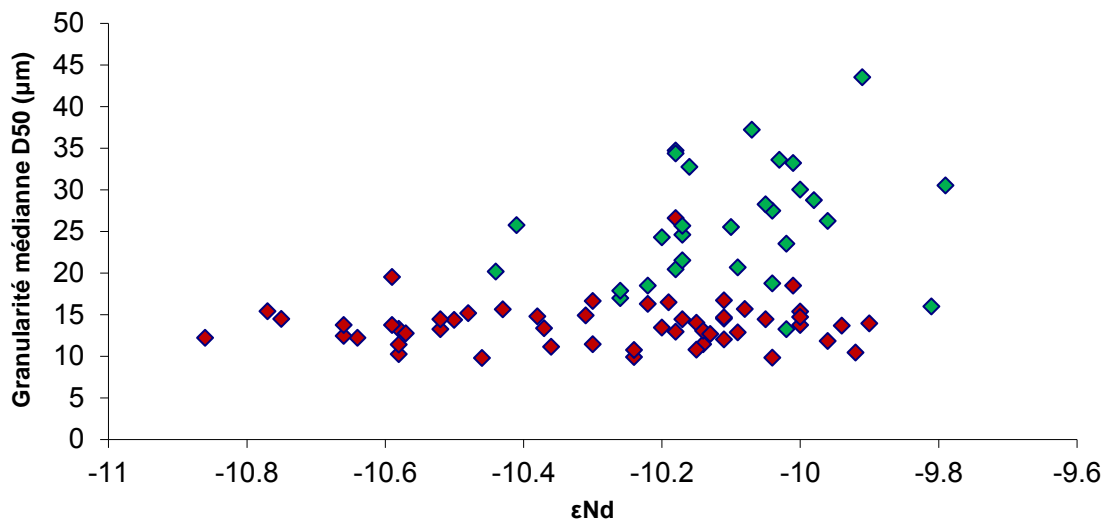


Figure 7.7 : Evolution de l' ϵNd mesuré dans les sédiments turbiditiques (faciès silto-argileux ; $<63 \mu\text{m}$) en fonction de la taille moyenne des grains (D50), dans la carotte ESK08-CS01 (en rouge) et dans la carotte ESK08-CS13 (en vert). Ces deux paramètres ne sont pas interdépendants.

3. Evolution de la géochimie des sédiments marins au sein des carottes sédimentaires

Pour caractériser l'évolution de la composition géochimique des sédiments marins et en tirer des conclusions sur l'évolution des sources sédimentaires, deux types de données ont été utilisées : des mesures semi-quantitatives de la composition en éléments majeurs et traces, obtenues par *XRF core scanner* (appuyées par des mesures quantitatives ponctuelles) et des mesures de l' ϵNd des sédiments turbiditiques. L'objectif de cette partie est d'établir une corrélation entre ces deux jeux de données.

3.1. Création d'un indice d'apport silicoclastique à partir des mesures *XRF core-scanner*

Très souvent, le traitement des données *XRF* passe par l'établissement de ratios dont certains sont utilisés comme indicateurs des flux terrigènes (e.g. Si/Al, Ti/Al, K/Al, Ti/Ca et Fe/Ca) permettant d'observer la compétition entre l'intensité des apports continentaux et celle des apports pélagiques (e.g. Wehausen et Brumsack, 1999; Weldeab et al., 2003; Moreno et al., 2004; Rothwell et al., 2006; Frigola et al., 2007; Jimenez-Espejo et al., 2007). Le traitement des données *XRF core scanner* par analyse en composantes principales permet d'identifier les variations partagées par des groupes d'éléments et de les représenter dans une même dimension (sur un même axe) indépendamment des autres types de variations. Les données *XRF core scanner*, exprimées en nombre de coups (en aire), sont particulièrement bien adaptées à ce traitement puisqu'elles permettent de s'affranchir des problèmes de données

cloises qui peut exister lorsque les données sont exprimées en pourcentage. Dans les sédiments lacustres et pélagiques, le traitement par analyse en composantes principales des données géochimiques obtenues par la méthode *XRF core scanner* est parfois utilisé pour identifier et séparer la variabilité géochimique liée à la production pélagique de celle liée aux apports silicoclastiques (e.g. Moreno et al., 2008 ; Morellón et al., 2009). Une telle exploitation des données *XRF core scanner* dans des environnements turbiditiques est délicate, car la variabilité géochimique liée aux processus climatiques ou à des changements de sources, est perturbée par la variabilité liée aux modifications rapides des faciès sédimentaires (e.g. Rothwell et al., 2006). Ainsi, cette approche ne peut être efficacement appliquée dans les carottes ESK08-CS01 et ESK08-CS13. En revanche, les données obtenues par *XRF core scanner* dans la carotte ESK08-CS05 qui contient peu de turbidites et où les faciès sédimentaires sont donc homogènes, ont pu être traitées par cette méthode d'analyse en composantes principales.

Cette méthode a donc permis d'établir une courbe des apports silicoclastiques utilisées alors comme indicateur des apports sédimentaires en provenance des Massifs Cristallins Externes (Bonneau et al., 2014, voir p. 134-135). Les résultats obtenus sur les deux premiers axes sont présentés dans la Figure 7.8. Les échantillons ayant un score élevé sur l'axe CP1 (entre 17 et 50 ka) ont une composition plus riche en éléments silicoclastique.

Table 7-4. Ces deux axes expliquent 75% de la variabilité totale du jeu de données (60% pour CP1 et 15% pour CP2). La position des points de mesures *XRF core scanner* suivant ces deux axes est indiquée dans la Figure 7.8. Les éléments ayant une origine silicoclastique (Si, Al, K, Ti, Fe, Rb) ont des scores élevés (>0,8) sur l'axe CP1 (Les échantillons ayant un score élevé sur l'axe CP1 (entre 17 et 50 ka) ont une composition plus riche en éléments silicoclastique.

Table 7-4). La position des points de mesures de *XRF core scanner* sur l'axe CP1 représente donc les apports en sédiments silicoclastiques. Le Ca a un score faible sur l'axe CP1, sa variabilité s'exprime mieux sur le second axe (CP2). La position des points de mesures de *XRF core scanner* sur l'axe CP2 représente alors plutôt les apports en carbonates pélagiques. Ainsi, les variations dans les apports en éléments silicoclastiques observées sur l'axe CP1 sont indépendantes des effets de dilution des apports terrigènes par les apports pélagiques en carbonates biogènes.

A terre, on trouve des concentrations élevées en éléments d'origine silicoclastique dans les cours d'eau drainant les Massifs Cristallins Externes (sous-bassins de la Vésubie et de la Tinée ; Table 7-1). La courbe d'apports silicoclastiques est donc interprétée comme un indicateur des apports en sédiments dérivés de l'érosion des Massifs Cristallins Externes, en opposition aux apports provenant du reste de l'aire de drainage. Dans la carotte ESK08-CS05, ces apports sont importants entre 650 et 2 000 cmbsf, intervalle correspondant à la période 21-50 ka et faibles pour la période 0-17 ka, soit l'intervalle compris entre 0 et 500 cmbsf. Enfin, entre 500 et 650 cmbsf (c'est-à-dire pour la période comprise entre 21 et 17 ka), un changement de source s'opère, les apports en provenance des Massifs Cristallins Externes diminuent, d'abord lentement puis rapidement autour de 500 cmbsf (17 ka).

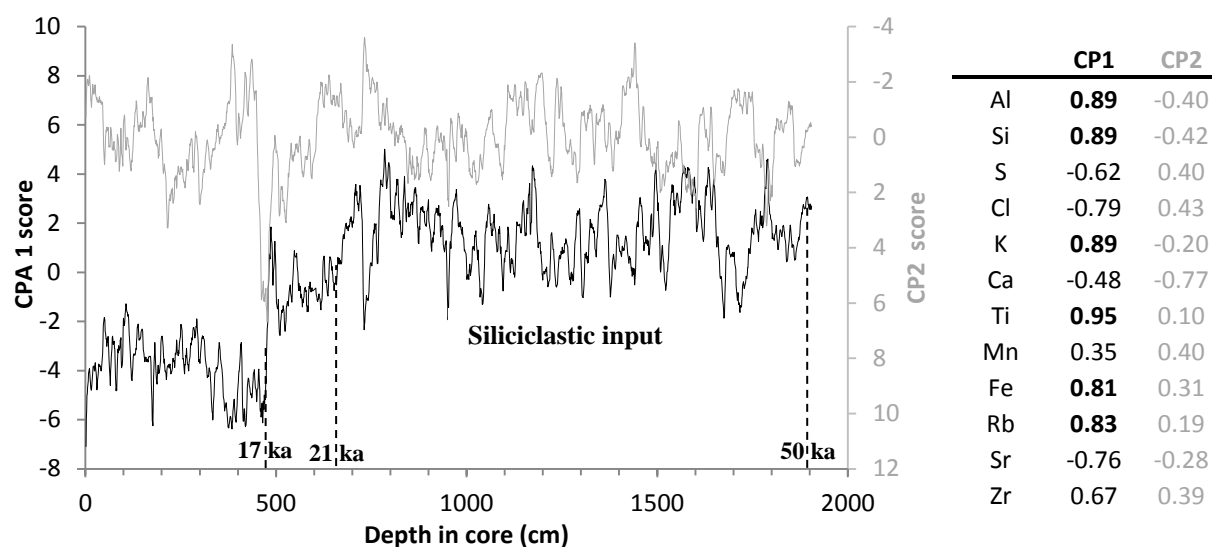


Figure 7.8 : Position des points de mesure XRF core scanner sur l'axe CP1 (courbe noire) et sur l'axe CP2 (courbe grise). Les échantillons ayant un score élevé sur l'axe CP1 (entre 17 et 50 ka) ont une composition plus riche en éléments silicoclastique.

Table 7-4 : Scores des éléments chimiques (variables de l'analyse en composantes principales) mesurés par XRF core scanner obtenus pour les deux premières composantes principales (CP1 et CP2). Les axes CP1 et CP2 représentent respectivement 60% et 15% de la variabilité du jeu de données.

3.2. Etude comparée de la composition géochimique et de la signature en ϵNd des sédiments

Des sédiments turbiditiques contemporains du changement de sources sédimentaires observé dans la courbe d'apports silicoclastiques (Figure 7.8 ; Bonneau et al., 2014) ont été prélevés dans l'intervalle daté entre 19 et 15 ka (550-700 cmbsf) sur la carotte ESSK08-CS01. Leur composition chimique a été mesurée par un spectromètre à fluorescence X. Cette technique, également appliquée aux sédiments fluviaux (Table 7-1), permet d'obtenir des mesures quantitatives de la concentration des éléments chimiques, alors que les mesures obtenues sur XRF core scanner ne sont, elles, que semi-quantitatives. La composition chimique et l' ϵNd mesurés dans ces sédiments turbiditiques sont présentés dans la Table 7-5.

Entre 19 et 15 ka (550-700 cmbsf), la concentration de tous les éléments diminue, à l'exception de celle Ca et du Sr qui augmente. Simultanément, l' ϵNd devient moins radiogénique, passant de -10,0 à -10,6. Les sédiments turbiditiques les plus jeunes (15 ka) ont des caractéristiques proches de celles observées dans les sédiments prélevés au niveau de l'embouchure du Var (VAR-06 ; Table 7-5), alors que les caractéristiques géochimiques des sédiments plus anciens (19-18 ka) se rapprochent de celles observées dans les sédiments issus de la vallée de la Vésubie (VES-03 ; Table 7-5). Cette évolution met en évidence une diminution progressive, au cours du temps, de la contribution des Massifs Cristallins Externes dans les apports sédimentaires du Var. En outre, ces résultats confirment que la courbe d'apports silicoclastiques peut être utilisée comme indicateur des apports en provenance des Massifs Cristallins Externes.

Depth (cm)	VAR-06	543.5	573.5	617.5	630.5	663.5	677.5	707.5	734.5	747.5	762.5	VES-03		
Age (ka)		15.0	16.9	17.5	17.6	18.1	18.3	18.7	19.0	19.2	19.3		2 σ	
ϵ Nd		-10.9	-10.58	-10.31	-10.30	-10.30	-10.20	-10.14	-10.00	-9.92	-10.04	-9.96	-8.2	0.2
[Nd] (ppm)		25	22	23	24	25	25	24	25	23	23	26	54	10%
SiO ₂		35.5	33.6	37.6	38.7	40.4	42.0	42.8	40.8	39.8	41.9	41.3	59.3	0.21
Al ₂ O ₃		8.1	8.3	9.7	10.0	10.6	10.5	11.1	10.7	10.5	11.3	11.1	17.4	0.16
Fe ₂ O ₃		3.4	2.9	3.6	3.6	3.8	3.8	3.9	4.0	3.7	4.0	4.1	6.1	0.13
MnO		0.05	0.04	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.05	0.06	0.10	0.011
CaO		24.9	25.6	21.2	20.6	19.2	18.4	17.4	18.8	19.9	18.0	18.5	2.4	0.1
MgO		1.9	2.0	2.5	2.5	2.5	2.4	2.5	2.5	2.5	2.6	2.4	3.7	0.13
K ₂ O	(%)	1.5	1.4	1.6	1.6	1.9	2.0	2.0	2.0	2.1	2.2	2.3	3.4	0.025
Na ₂ O		0.54	0.88	1.18	1.24	1.25	1.31	1.37	1.37	1.11	1.14	1.19	2.40	0.063
TiO ₂		0.41	0.40	0.47	0.47	0.50	0.50	0.52	0.51	0.49	0.52	0.53	1.14	0.012
P ₂ O ₅		0.12	0.11	0.13	0.12	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.12	0.14	0.39	0.015
SO ₄		0.47	0.27	0.26	0.21	0.20	0.18	0.21	0.17	0.17	0.13	0.13	0.02	0.028
LOI		22.4	23.7	21.0	20.5	19.1	18.3	17.6	18.6	19.2	17.8	17.7	4.6	
V		56	71	73	79	83	77	83	78	74	83	81	114	8.6
Cr		56	65	73	75	81	70	82	69	71	85	72	82	8.6
Co		9	8	11	10	11	9	11	7	12	11	11	18	2.4
Ni		35	36	42	43	44	42	45	38	37	46	36	47	7.1
Cu	(ppm)	23	17	15	19	17	16	17	20	19	19	21	37	7.9
Zn		71	58	67	69	74	74	74	73	71	74	75	208	6.4
Sr		562	603	486	481	451	437	423	439	473	446	441	136	6.6
Zr		136	106	114	121	125	136	135	126	136	124	128	846	3.7
Ba		220	220	356	317	293	286	319	338	332	308	323	508	40

Table 7-5 : Caractéristiques géochimiques des sédiments turbiditiques de la carotte ESSK08-CS01 entre 15 et 19 ka. Les résultats obtenus sur les sédiments prélevés à l'embouchure du Var (VAR-06) et dans la Vésubie (VES-03) sont présentés pour comparaison. La composition géochimique et l' ϵ Nd des échantillons les plus jeunes (15 ka) est proches de celles observées dans les sédiments prélevés au niveau de l'embouchure du Var (VAR-06), tandis que celle des sédiments plus anciens (19-18 ka) se rapprochent plus de celles observées dans les sédiments de la vallée de la Vésubie (VES-03).

Dans la Figure 7.9, les mesures d' ϵ Nd réalisées sur les turbidites de la carotte ESSK08-CS01 sont comparés aux données *XRF core scanner* mesurées sur l'ensemble des sédiments. Les mêmes tendances sont observées dans l'évolution de l' ϵ Nd ainsi que dans les teneurs en certains éléments chimiques. Entre 2100 et 700 cmbsf (la période entre 30 et 19 ka), des valeurs d' ϵ Nd radiogéniques (-10,0 à -10,2) dans les turbidites sont associées à de fortes teneurs en éléments silicoclastiques (Al, Si, Ti, K et Rb) et à de faibles teneurs en Ca et Sr dans le sédiment total. Inversement, entre 550 et 400 cmbsf (15 à 11 ka) et entre 300 et 0 cmbsf (9 à 0 ka), des valeurs d' ϵ Nd moins radiogéniques (-10,5 à -10,8) dans les sédiments turbiditiques sont associées à de fortes teneurs en Ca et en Sr et à de faibles teneurs en éléments silicoclastiques dans le sédiment total. L'évolution de la composition chimique des sédiments turbiditiques décrite entre 700 et 550 cm (19-15ka ; Table 7-5) est également observée dans les données *XRF core scanner* (Figure 7.9). Notons aussi que le retour à des valeurs d' ϵ Nd plus radiogéniques (jusqu'à -10,1) entre 300 et 400 cmbsf (11 à 9 ka) est accompagné par une légère augmentation des teneurs en Si, Al et K et par une augmentation franche des teneurs en Rb (Figure 7.9).

Ces résultats montrent que les changements dans la source des sédiments ne sont pas seulement marqués dans les turbidites mais affectent l'ensemble de la sédimentation.

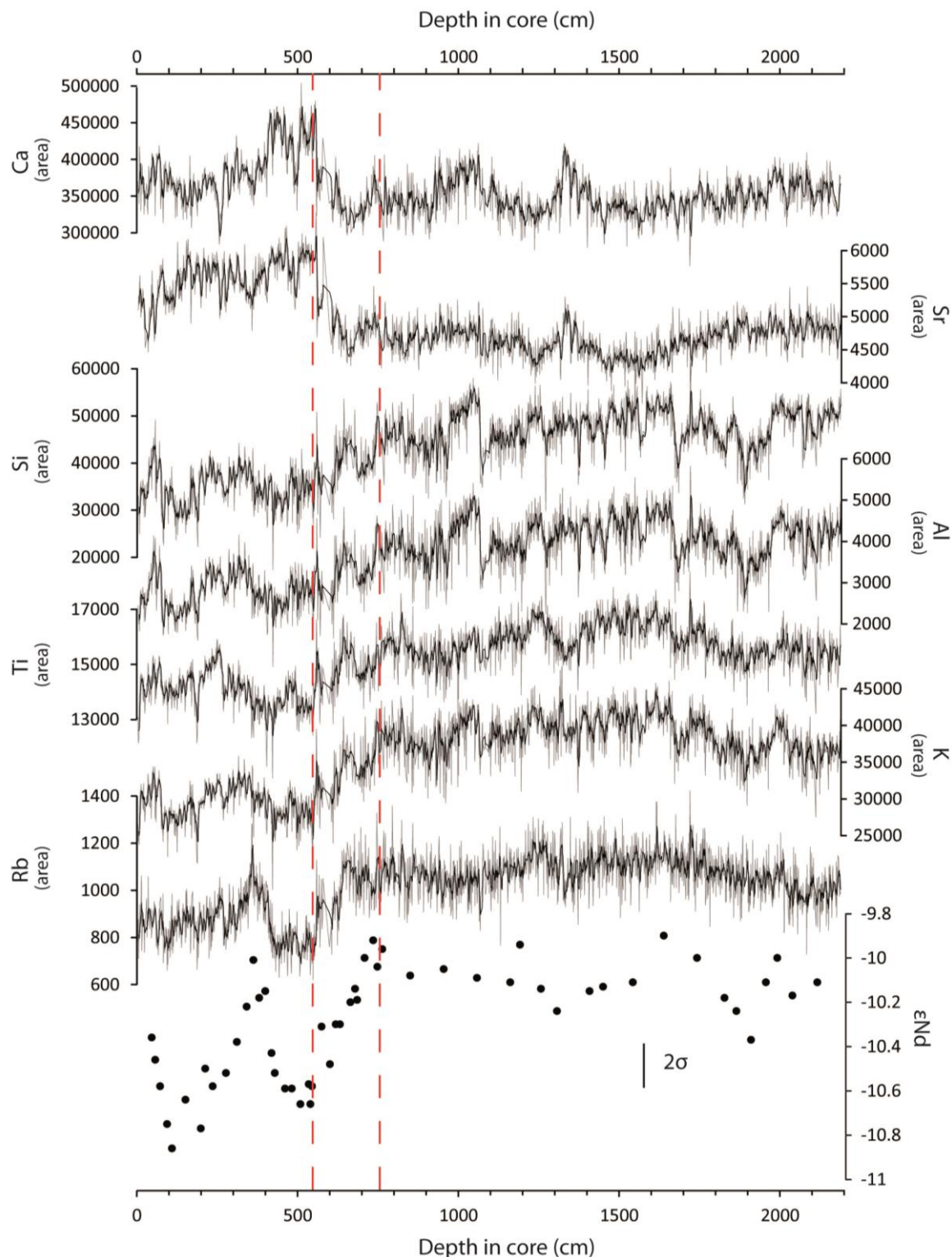


Figure 7.9 : Evolution des teneurs en éléments majeurs (Si, Al, Ca, K, Ti) et en éléments traces (Rb, Sr) mesurées par XRF core scanner et de l' ϵNd mesuré dans les sédiments turbiditiques de la carotte ESSK08-CS01. Les sédiments turbiditiques dont la composition chimique est présentée dans la Table 7-5 ont été prélevés dans l'intervalle de profondeur délimité par les lignes pointillées rouges (550-700 cmbsf).

En conclusion, l'augmentation de la teneur en éléments silicoclastiques (Si, Al, K, Ti, Fe, Rb) atteste d'une augmentation des apports en sédiments provenant des Massifs Cristallins Externes, alors que des valeurs d' ϵNd plus radiogéniques attestent d'une augmentation des apports en sédiments provenant du complexe métamorphique oriental. Toutefois, en raison de la corrélation entre les teneurs en éléments silicoclastiques et l' ϵNd , les valeurs d' ϵNd plus radiogéniques sont interprétées comme étant le reflet d'une augmentation des apports sédimentaires en provenance de l'ensemble des Massifs Cristallins Externes.

Parmi les éléments silicoclastiques analysés, le Potassium (K) est l'élément qui semble avoir la variabilité la plus proche de celle l' ϵNd , cette relation est aussi bien observée pour les données mesurées dans les turbidites (Table 7-5) que pour les données *XRF core scanner* mesurées sur le sédiment total (Figure 7.9). Dans les sédiments fluviaux, c'est l'élément silicoclastique pour lequel la plus grande différence de concentration (200 à 300 %) est observée entre les sédiments originaires des Massifs Cristallins Externes et les sédiments originaires du reste du bassin versant (Table 7-1). Le Rubidium (Rb), élément trace souvent associé au K en raison de son comportement chimique proche, suit également la même variabilité (Figure 7.9).

4. Corrélation du signal géochimique entre les carottes sédimentaires

La Figure 7.10 montre la corrélation entre les teneurs en K mesurées par *XRF core scanner* dans les carottes ESKK08-CS01 et ESKK08-CS13, la courbe d'apport silicoclastique obtenue dans la carotte ESKK08-CS05, et la courbe composite d' ϵNd obtenue dans les turbidites des carottes ESKK08-CS01 (de 0 à 30 ka) et ESKK08-CS13 (de 30 à 50 ka). Les paramètres représentés sur ces courbes sont interprétés comme des indicateurs de provenance des sédiments : une augmentation des apports sédimentaires en provenance des Massifs Cristallins Externes correspond à des teneurs en K plus élevées, des scores sur l'axe CP1 plus élevés et des valeurs d' ϵNd plus radiogéniques (moins négatives).

Ces indicateurs montrent tous qu'entre 50 et 20 ka, les apports sédimentaires en provenance des Massifs Cristallins Externes étaient plus importants que pendant l'intervalle 16-0 ka. Ils montrent également tous qu'un changement dans les sources sédimentaires terrestres est intervenu entre 20 et 16 ka (Figure 7.10). Ce changement est marqué par une diminution des apports sédimentaires en provenance des Massifs Cristallins Externes au profit des terrains carbonatés. Le fait que cet événement soit enregistré, au même moment, dans trois sites différents de la Ride du Var distants de plusieurs dizaines de kilomètres, montre que la sédimentation profonde dans le système sédimentaire du Var est particulièrement réactive aux flux sédimentaires continentaux.

Des mesures d' ϵNd ont été réalisées sur les sédiments hémipélagiques de la carotte ESKK08-CS13 entre 20 et 0 ka, cela, à la fois pour vérifier que les caractéristiques géochimiques des sédiments hémipélagiques suivent bien la même évolution que celle observée dans les sédiments turbiditiques, et pour obtenir un recouvrement entre les deux courbes d' ϵNd et ainsi valider de l'utilisation d'une courbe composite. Dans la Table 7-6, les résultats sont comparés à ceux obtenus sur des turbidites de même âge dans la carotte

ESSK08-CS01. La différence entre les deux séries de mesures d' ϵNd étant systématiquement inférieure à la marge d'erreur (0,2 unités d' ϵNd), on peut considérer que les données sont comparables dans les deux carottes.

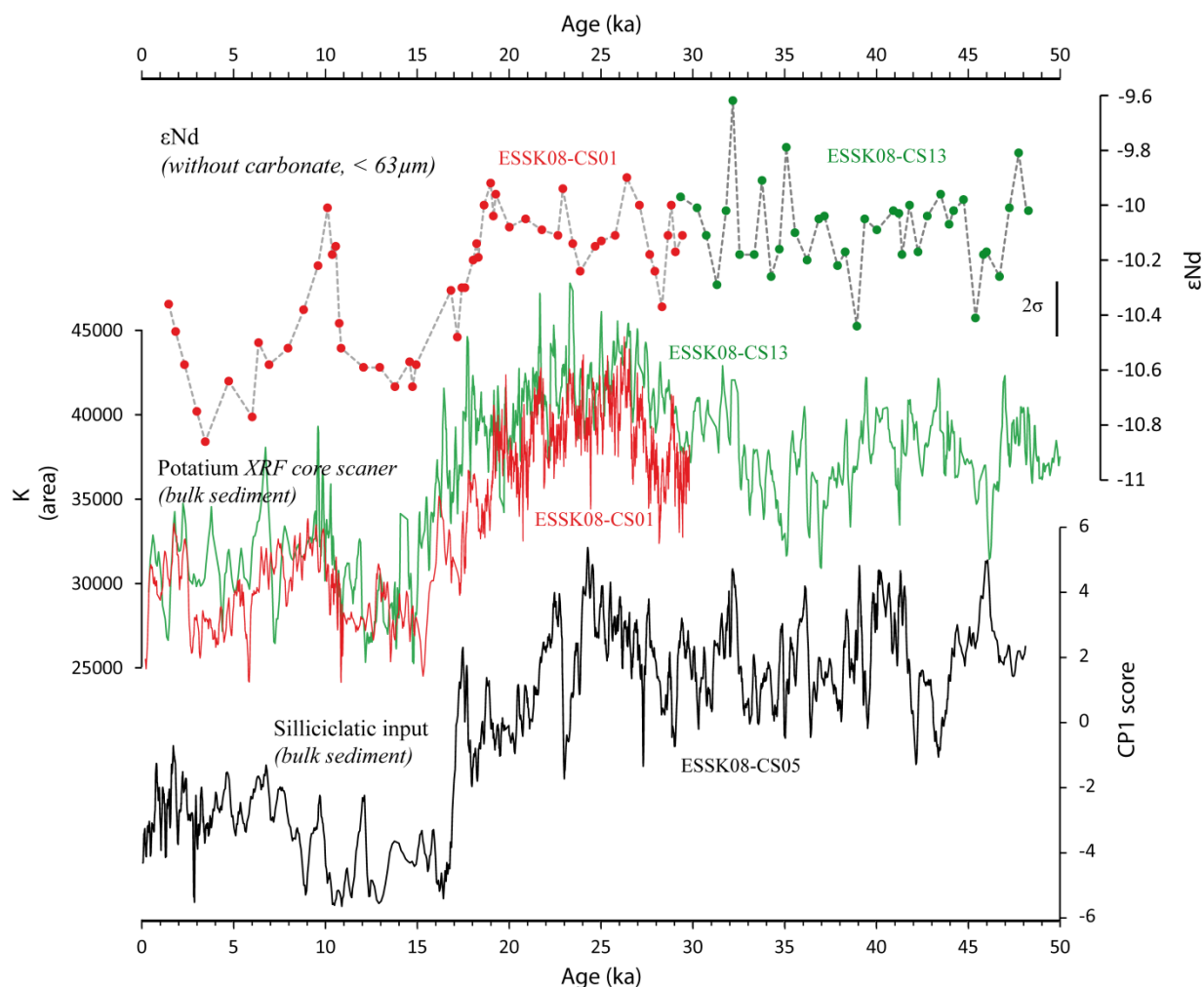


Figure 7.10 : Corrélation entre la courbe d'apports silicoclastiques établie dans la carotte ESK08-CS05, les courbes de teneurs en K mesurées par XRF core scanner dans la carotte ESK08-CS01 (en rouge) et ESK08-CS13 (en vert), et la courbe composite d' ϵNd obtenue dans les turbidites de ces mêmes carottes ESK08-CS01 (de 0 à 30 ka ; en rouge) et ESK08-CS13 (de 30 à 50 ka ; en vert).

ESSK08-CS13			ESSK08-CS01		
Depth (cmbsf)	Age (ka)	ϵNd	Depth (cmbsf)	Age (ka)	ϵNd
15.5	1.17	-10.28	44.5	1.51	-10.36
71.5	5.31	-10.60	149.5	4.77	-10.64
147.5	9.72	-10.18	340.5	9.63	-10.22
194.5	10.35	-10.23	379.5	10.41	-10.18
262.5	11.89	-10.62	459.5	12.11	-10.59
354.5	14.53	-10.52	533.5	14.62	-10.57
429.5	16.38	-10.07	573.5	16.87	-10.31
670.5	20.55	-9.86	953.5	20.93	-10.05

Table 7-6 : Corrélation entre l' ϵNd mesurées dans les sédiments turbiditiques de la carotte ESK08-CS01 et dans les sédiments hémipélagiques de la carotte ESK08-CS13, entre 0 et 20 ka.

D. Evolution des sources sédimentaires terrestres depuis la dernière période glaciaire dans le système sédimentaire du Var, implications concernant les processus d'érosion et de transfert des sédiments

1. Résumé des principaux résultats de l'article

L'étude présentée dans cet article, intitulé : « *Geochemical evidences for response of erosion and sediment transfers to rapid climate change and glaciation, SW Alps, France* », a eu pour objectif principal d'identifier les sources sédimentaires terrestres qui ont alimenté le système turbiditique du Var et leur variations au cours du temps, cela en comparant la signature géochimique des sédiments fins (silts et argiles) provenant de l'aire de drainage avec celle des sédiments turbiditiques déposés sur la Ride Sédimentaire du Var.

Un premier travail a consisté à caractériser la signature élémentaire et isotopique des principales sources sédimentaires. L'analyse de la composition en éléments majeurs des sédiments fluviatiles permet de faire la distinction entre les sédiments silicoclastiques provenant des Massifs Cristallins Externes et ceux provenant des formations sédimentaires à dominante carbonatée. Puis, l'analyse combinée de l'isotopie (ϵNd) et de la concentration en Nd dans les sédiments fluviatiles a permis de faire une distinction supplémentaire parmi les sédiments issus des Massifs Cristallins Externes, puisque deux sources distinctes sont identifiées au sein de ces derniers : le complexe métamorphique de la Tinée, affleurant dans le sous-bassin de la Tinée et le complexe métamorphique oriental, affleurant dans le sous-bassin de la Vésubie. Au total, trois sources majeures, portant des signatures géochimiques distinctes ont été identifiées : le complexe métamorphique de la Tinée, ($[\text{Nd}] \approx 50 \text{ ppm}$; $\epsilon\text{Nd} \approx -10,7$), le complexe métamorphique oriental ($[\text{Nd}] \approx 50 \text{ ppm}$; $\epsilon\text{Nd} \approx -8,2$) et les formations sédimentaires carbonatées ($[\text{Nd}] \approx 20 \text{ ppm}$; $\epsilon\text{Nd} \approx -11,3$) ; correspondant aux trois principales unités lithologiques présentes dans le bassin versant du Var.

Les sédiments turbiditiques, pendant l'Holocène et la Terminaison 1 (entre 16 et 0 ka), à l'exception de l'intervalle 11-9 ka, ont une signature en ϵNd proche de celle des sédiments prélevés à l'embouchure du Var (-10,4 à -10,9) alors qu'entre 50 et 19 ka et entre 11 et 9 ka, ils ont une signature plus radiogénique (-9.6 à -10.4) traduisant une plus grande contribution du complexe métamorphique oriental dans la source de ces sédiments. Afin de quantifier plus précisément la contribution relative de chacune des trois sources sédimentaires identifiées dans le bassin versant, un modèle de mélange a été créé à partir de leurs signatures géochimiques respectives (concentrations en Nd et ϵNd). Pour contraindre ce modèle, nous avons considéré que chacun des deux complexes métamorphiques contribuait au mélange dans des proportions identiques et ce, relativement à son aire de drainage. Nous avons ainsi pu calculer qu'à l'Holocène, la contribution des Massifs Cristallins Externes était de 16 % alors que celle des formations sédimentaires carbonatées était de 84%, or, ces proportions correspondent également à celles de l'aire qui draine ces formations dans le bassin versant. Ainsi, il semble que celles-ci aient été affectées par des processus d'érosion d'intensité équivalente au cours de l'Holocène. Au DMG, cette répartition évolue et nous avons pu chiffrer que la contribution des Massifs Cristallins Externes passait à 40 % contre 60 % pour les formations sédimentaires carbonatées. Sachant qu'au DMG, les massifs cristallins externes

étaient en grande partie recouverts par les glaciers, nous en déduisons que les forts taux d'érosion, engendrés par ces glaciers sont responsables de cette évolution. De plus, nous avons pu estimer, en utilisant un taux d'érosion par les glaciers de 1,8 mm/an calculé dans les Massifs Cristallins Externes (Darnault et al., 2012), que les flux sédimentaires du Var au DMG étaient de 3,7 Mt/an, c'est-à-dire environ 2,5 fois plus qu'actuellement (estimés entre 1,32 et 1,63 Mt/an; Mulder et al., 1997a, 1998), et cela en raison des grandes quantités de sédiment générées par les glaciers.

Les valeurs d' ϵNd plus radiogéniques (autours -10) mesurées dans les sédiments turbiditiques glaciaires, pour la période comprise entre 19 et 50 ka, sont interprétées comme la preuve de la présence des glaciers à cette époque et démontrent ainsi, pour la première fois, que les glaciers étaient également probablement présents dans le bassin versant durant le MIS3. Pour la période post-DMG comprise entre 19 et 16 ka, le recul des glaciers est marqué par une diminution concomitante des apports sédimentaires en provenance des glaciers (ϵNd passant de -10 à -10,6) et de l'activité turbiditique enregistrée sur la Ride (Bonneau et al., 2014). Nous proposons que l'arrêt de l'alimentation en sédiments glaciaires du système a engendré une diminution de l'activité hyperpycnale du Var. Cela montre que l'ensemble du système réagit rapidement au retrait des glaciers ; comme cela est généralement envisagé pour les bassins de petites tailles (i.e. quelques milliers de km^2 ; Church et Ryder 1982, Hinderer, 2001; Ballantyne, 2002; Woodward et al., 2008). Toutefois, une excursion vers des valeurs d' ϵNd plus radiogéniques, observée entre 11 et 9 ka, suggère qu'une partie des sédiments glaciaires ait pu, dans un premier temps, rester stockée en altitude, puis être remaniée ou transportée, lorsqu'au Préboréal se sont installées des conditions climatiques interglaciaires plus humides. Cette interprétation est corroborée par l'observation, faite pour la même période, d'une chute des taux d'incision de la Vésubie (Saillard et al., 2014) qui pourrait traduire une augmentation des apports sédimentaires en provenance de la haute vallée de la Vésubie. Ce résultat souligne que des phases de recyclage des sédiments glaciaires peuvent survenir plusieurs milliers d'années après la déglaciation (e.g. Clift et Giosan, 2014).

L'ensemble de ces résultats démontrent que l'érosion et les transferts sédimentaires au niveau du système sédimentaire du Var ont réagi rapidement aux perturbations climatiques, d'abord à l'échelle des cycles glaciaires-interglaciaires en réponse à la glaciation du bassin versant mais aussi à des échelles de temps plus courtes, comme au Préboréal en réponse à l'augmentation des précipitations.

La discussion proposée dans cette contribution s'attarde également sur la problématique de la relation entre érosion et surrection en mettant en parallèle les taux de surrection estimés dans les Massifs Cristallins Externes avec les taux d'érosion actuels et passés. Les taux de surrection à long terme (derniers 2-3 Ma) sont de l'ordre de 1 à 2 mm/an (Bigot-Cormier et al., 2000; Bogdanoff et al., 2000; Sanchez et al., 2011; Saillard et al., 2014) et apparaissent bien supérieurs aux taux d'érosion actuels dans le bassin versant du Var, que nous estimons à 0,22 mm/an. Toutefois, ces taux de surrection sont proches des taux d'érosion engendrés par les glaciers (1,8 mm/an ; Darnault et al., 2012). Ainsi, l'augmentation de la surrection observée des Massifs Cristallins Externes (Bigot-Cormier et al., 2000; Bogdanoff et al., 2000; Sanchez et al., 2011) depuis les derniers millions d'années (après 3 Ma) pourrait s'expliquer

par un effet de rebond isostatique dû à l'accélération de l'érosion par les glaciers lors des épisodes glaciaires (Cederbom et al., 2004; Champagnac et al., 2007).

2. **Article : “Geochemical evidences for response of erosion and sediment transfers to rapid climate change and glaciation, SW Alps, France”**

Article préparé pour une soumission à *Quaternary Science Reviews*, fin 2014- début 2015

Geochemical evidences for response of erosion and sediment transfers to rapid climate change and glaciation, SW Alps, France

Lucile Bonneau^{1,2}, Samuel Toucanne², Germain Bayon², Stéphan J. Jorry², Laurent Emmanuel¹

(1) Université Pierre et Marie Curie, Laboratoire Biominéralisations et Environnements Sédimentaires, ITeP-UMR CNRS 7193, 75252 Paris, France

(2) IFREMER, Laboratoire Environnements Sédimentaires, F-29280 Plouzané, France

1. Introduction	174
2. Regional setting.....	176
2.1. Geology of the Var River watershed.....	176
2.2. The Var routing system	177
2.3. Glaciers and climate changes in the Var watershed since the LGM.....	178
3. Material and Methods.....	179
3.1. Sampling methods	179
3.1.1. Sampling method in the watershed	180
3.1.2. Sampling method in cores	180
3.2. Analytical methods.....	181
3.2.1. Major and minor element composition	181
3.2.2. Neodymium isotopic composition and REE concentration	181
3.2.3. Grain size analysis.....	181
4. Results	182
4.1. Major element composition.....	182
4.1.1. Major elements composition of River sediments.....	182
4.1.2. Major elements composition of turbidite sediments	182
4.2. Nd isotope ratios (ϵ Nd) and Nd concentration	184
4.2.1. River sediments	184
4.2.2. Turbidite sediments	186
5. Discussion	186
5.1. Grain size distribution and Nd isotope composition of sediments.....	186
5.2. Terrestrial sediment sources fingerprints	187
5.3. Quantification of source contributions in turbidite sediments	189
5.4. External forcing on erosion in mountains, long term and short term glaciation insights	190
5.5. Climate controls on sediment transfers to deep-sea	192
6. Conclusions	193

Abstract

In this study, we reconstruct the terrestrial sediment sources of turbidite sediment in the Var sedimentary system by characterising the Nd isotopes in sediments of both river bed and turbidites. In the watershed, we can distinguish sediment input from the External Crystalline Massifs from those from the sedimentary formations. Millennial-scale ϵNd variations downcore in marine cores are interpreted as changes in sediment supply from these sources. Based on a mixing model, we found that the proportion of External Crystalline Massifs and sedimentary formations were respectively 16% and 84% during Holocene and 40% and 60% during the glacial period. The proportion of sources reconstructed for the Holocene corresponds to the percentage of drainage area covered by these two lithological units. We argue that the disequilibrium in glacial sediment sources is produced by the high sediment yield in the External Crystalline Massifs because of glacier erosion. We estimated the sediment flux of the Var River up to 3.7 Mt/yr during the glacial period, i.e. 2.5 fold the modern flux (1.3 to 1.6 Mt/yr). The increase in sediment flux during the glacial period is due to the increase of sediment yield by glaciers. These findings demonstrate that both erosion and sediment transfer were higher during the glacial period. Based on the ϵNd record, we demonstrated that glaciers were present, with a significant size, in the Var basin during Marine Isotope Stages 3 and 2, until their major retreat between 19 and 16 ka. Sediment transfer responded rapidly to the deglaciation in the Var basin by a synchronous decrease in turbidite activity and in glacier-derived sediment input. We also identified a phase of reworking of glacier sediments at the very beginning of Holocene. This shows that glacier sediments can be stored in upper valleys for several thousands of years. These findings show that climate-induced perturbations of the sediment flux can be rapidly transmitted to the deep-basin and demonstrate that deep sea accumulation can provide high-resolution records of the terrigenous flux.

1. Introduction

Dominant processes and time-scales controlling denudation are intensively debated, especially in active mountain belts where the impact of tectonic and climate (glaciation, rainfalls) are well expressed (Molnar and England, 1990; Molnar, 2004; Clift, 2006; Koppes and Montgomery, 2009; Willenbring and von Blanckenburg, 2010; Willenbring et al., 2013). In this context, sediment provenance techniques may be useful to trace eroded areas and to determine the response of fluvial system to external forcings (e.g. Clift et Gaedicke, 2002; Weltje and von Eynatten, 2004; Garzanti et al., 2007, 2011; Alizai et al., 2011; Clift and Giosan, 2014).

The Nd isotopic ratio (ϵNd) of sediment is given by the source rock(s) from which it is derived and is not altered by weathering. Therefore, the variations in the ϵNd signature of river sediments may reflect changes in the mixing of material eroded from terranes with contrasted ϵNd signatures. This characteristic makes the ϵNd a tracer widely used in studies investigating sedimentary sources. (Henry et al., 1997 ; Clift et Blusztajn, 2005; Clift et al., 2008; Liu et al., 2006 ; Singh et al., 2008; Alizai et al., 2011; Carpentier et al., 2014)

In the Ligurian Sea, the Var turbidity system receives the erosion products of the southern French Alps delivered by the Var River. Due to the absence of continental shelf off the Var mouth, the Var turbidity system was continuously fed during late Quaternary (Savoye et al., 1993). On the right bank of the channel, turbidite accumulation on the prominent Var Sedimentary Ridge offers a continuous record of sediment supply by the drainage area over the last glacial cycle (Bonneau et al., 2014). During the late Quaternary, the southern Europe and the Alps have undergone rapid climate changes leading to extensive changes in precipitation, temperature, vegetal cover and glacier extend (Cacho et al., 2001; Hinderer, 2001; Bar-Matthews et al., 2003; Martrat et al., 2004; Ivy-Ochs et al., 2008; Fletcher et al., 2010; Dominguez-Villar et al., 2013).

In this study, major element composition, isotopes ratios and concentration of Nd have been measured both in sediments of Var River and its major tributaries and in turbidites dated from 50 ka to present. On the basis of these analyses we identified the geochemical fingerprint of sediment sources in the watershed, and we reconstructed, with high resolution (ca. 500 years), the evolution of each source in the deep-sea turbidite sediments. Changes in sediment sources are used to understand how climate changes and glaciation have controlled erosion in the watershed over millennial time scales.

Because sediment flux are not significantly buffered, reactive sediment-routing systems (Allen, 1997; Covault et al., 2013) such as the Var system (Bonneau et al., 2014), represent ideal targets to study the reaction of erosion and sediment transfer to external forcing factors, although, the relevance at the global scale of such studies is debated, especially for CO₂ budgeting (West et al., 2005; Clift, 2006; Willenbring and von Blanckenburg, 2010; Willenbring et al., 2013). Nevertheless, we will demonstrate that, in these systems, deep sea sediment accumulation can provide both high-resolution and long-term records of the terrigenous flux, unlike in large systems (Clift and Giosan, 2014; Carpentier et al., 2014).

2. Regional setting

2.1. Geology of the Var River watershed

The lithological units in the Var drainage area are distributed as follows (Rouire et al., 1980; Kerckhove et al., 1979; Fig. 1):

- Paleozoic External Crystalline Massifs form the upper reaches of the eastern parts of drainage area (Mercantour Massif) and are divided in three main geological units: two metamorphic complexes composed of gneiss and migmatites, (1) the occidental metamorphic complex (of Tinée, TMC) that outcrops in the NE part of the Tinée sub-basin and (2) the oriental metamorphic complex (of Malinvern-Argentera, OMC) located in the upper Vésubie sub-basin, and (3) the Argentera granite, dated between 285 and 293 My (Ferrara and Malaroda, 1969), that mainly outcrops in the Vésubie sub-basin.
- Permian sedimentary rocks, mainly pelites, are locally found in unconformity on the edge of the External Crystalline Massifs and in the Dome of Barrot that is incised by the Cian River gorges.
- Mesozoic carbonates rocks, mainly limestones and marls prevail in the major part of the drainage area.
- Cenozoic formations that punctually cover Mesozoic formations consist in sandstones, marls and limestone.
- Plio-Quaternary deposits located in the lower Var valley mainly correspond to the filling of the Messinian Var valley (Savoye and Piper, 1991).

2.2. The Var routing system

The Var River (SE France) and its main tributaries (Tinée, Vésubie, Esteron and Cian Rivers) drain a total area of 2800 km² (maximum altitude of 3200m), from the southern of the French Alps to Mediterranean Sea.

The Var drainage area is characterized by a steep slope (mean 23°) and a mean altitude of 1200 m. Typical hillslope erosional processes (gullies, landslides ...) of steep mountainous and formerly glaciated catchments (e.g. Brardinoni et al., 2009; Davies and Korup, 2010; Rosser, 2010) are recognized all over the basin. The steepness of the landscape is maintained down to the coast. The lower valley Var is occupied by a braided gravely channel bordered by steep hillslopes. The Var delta is built on the edge of the continental slope (Dubar, 2003).

The modern sediment yield is estimated at 1.63 Mt/yr (Mulder et al., 1997, 1998), i.e. a specific sediment flux of 580 t/km²/yr. The discharge of the Var River is characterized by a significant seasonality. High water discharges occur during spring when snow melts and during autumn when rainfalls are high. Heavy rainfalls can produce floods with peak discharges exceeding 1000 m³/s, i.e. 20 times the mean annual discharge (50 m³/s).

The Var River flows into the Ligurian Sea, near Nice, where the continental shelf is absent. Consequently the Var River mouth is directly connected to the head of the submarine canyon. The Var canyon joins the Paillon canyon into a single valley that feed a channel-levee system ended by a distal lobe that extends until the foot of Corsica continental slope (Fig. 1). In this study, we focused on the overbank sediments on the Var Sedimentary Ridge (VSR) that is the prominent levee on the right bank of the middle valley (Savoie et al., 1993). Turbidites on the VSR can originate from the overflow of: (1) turbidity currents that follow a large mass wasting initiated (presumed earthquake-related) at the top of the continental slope, near the river mouth, in unconsolidated sediments (Mulder et al., 1998; Migeon et al., 2011), and (2) hyperpycnal currents triggered during high magnitude floods of the Var River (Piper and Savoie 1993; Mulder et al., 1997, 1998, 2001).

Recently, a climate-related pattern has been evidenced in the frequency of turbidite deposited on the VSR (Jorry et al., 2011; Bonneau et al., 2014). It shows that the turbidite activity during the last glacial cycle was controlled by the climate conditions in the watershed at the scale of both glacial-interglacial cycle and Dansgaard-Oeschger cycles. Such a rapid connection between climate and deep-sea sedimentation is likely to be carried by hyperpycnal activity of Var river floods that is highly dependent of the balance between water discharge and sediment load (Mulder and Syvitski, 1995; Mulder et al., 1997, 1998, 2003).

2.3. *Glaciers and climate changes in the Var watershed since the LGM*

During the Last Glacial Maximum (LGM; 26-19 ka), glaciers were present in the Tinée and Vésubie valleys and, in lesser extent, in the upper Var valley (Soutadé et al., 1987 Fig. 1). The glaciers occupied up to 17% of the drainage area at their maximum extension (Jorry et al., 2011; Fig. 1), regionally dated between 23 ka and 20 ka (Jorda et al., 2000, Federici et al., 2011). It is suggested that the pre-LGM glaciers advance in the European Alps occurred between 32 and 25 ka, at the end of Marine Isotope Stage (MIS) 3 (Ivy-Ochs et al., 2008; Spötl et al., 2013). The post-LGM glacier retreat in the watershed is constrained by only one age of 18.2 ± 4.3 ^{10}Be ka on a stoss-and-lee feature at 1600 m a.s.l. in the Tinée valley (Bigot-Cormier et al., 2005). This age matches with the major glacier retreat observed in European Alps between 20 and 16 ka (Hinderer, 2001; Schaefer et al., 2006; Ivy-Ochs et al., 2004, 2008). Two Late-glacial glacier oscillations are reported in Southern Alps between 16.6 ka and 14.9 ka, and between 11.4 ka and 10.9 ka (Federici et al., 2011; Darnaud et al., 2012; Bigot-Cormier et al., 2005). These stages should correspond to Gschnitz stadial (Heinrich stadial 1) and Eggesen-Kartell stadial (Younger Dryas and pre-boreal oscillation) reported in numerous glacial valleys across the European Alps (Darnault et al., 2012; Ivy-Ochs et al., 2006a, 2009). The younger ice retreat age reported in the watershed is 8.4 ± 0.94 ^{10}Be ka (Tinée Valley, 2700 m a.s.l., Darnault et al. 2012). This suggests that small glaciers could have persisted during early Holocene in high-altitude and confined places. Little is known about the history of glaciers in the Alps before the LGM, i.e. during MIS3, except that if they existed, they were smaller than during the LGM (Ivy-Ochs et al., 2008). The presence of glaciers in the Var drainage area at that time has not been attested.

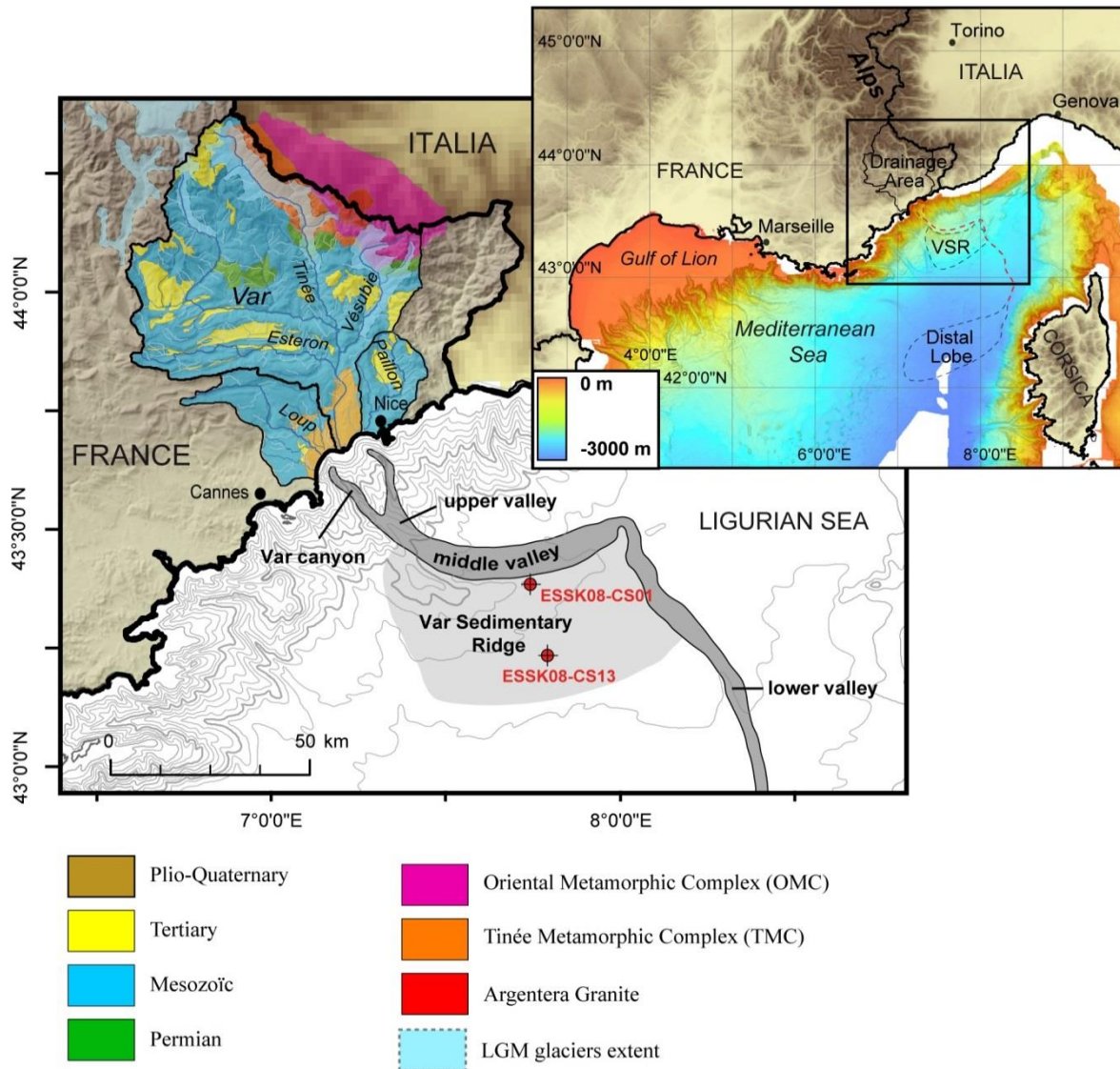


Fig. 1 : Regional setting of the Var sedimentary system. Geological map of the Var drainage area (Based on BRGM geological map 1:250 000 of Nice and Gap; Rouire et al., 1980 ; Kerckhove et al., 1979). The position of alpine glaciers at their LGM maximum extension is given by Buoncristiani and Campy (2004). Location of the core sites on the Var Sedimentary Ridge (VSR). Note the absence of continental shelf and the steepness of the continental slope off the Var River mouth.

3. Material and Methods

3.1. Sampling method

Chemical analyses were performed on the <63 μm fraction of both marine and riverine sediments. This fraction encompasses the grain size of marine sediments, whereas sediments in the river bed are much coarser. Fine sediments are hardly stored in the Var River channel since they are frequently washed by floods (Genesseaux, 1966). Therefore we assume that this fraction represent well the suspended sediment load.

In order to test the possibility of a disparity in sediment sources depending on grain size, several samples (both marine and riverine) were separated into two size fractions 0-45 μm and 45-63 μm for chemical analyzes.

3.2. Sampling method in the watershed

43 sediment samples were collected on the river bed or in fresh deposits on the banks of the Var River and its tributaries during two field campaigns in June 2011 and September 2012.

Fine sediments in the river bed are generally not abundant because they are mostly vanished during storms. Sheltered areas like in small bays or at the base of boulders have preferentially been sampled. In order to concentrate the fine sediments, bulk sediments were repeatedly passed through a 125- μm sieve on site by reusing rinsing water containing the fine particles, until to get several tens of grams of fine sediments. Each sample is regarded as representative of sediments delivered by the upstream drained area. The sampling sites were chosen according to two objectives:

- First, to determine the geochemical signature of the main lithological units, sampling sites where only one geological unit is drained upstream were selected on the basis on the geological maps of the area (Rouire et al., 1980; Kerckhove et al., 1979).
- Then to understand the sedimentary mixing that occur along the continental sediment route, samples were collected upstream and downstream of major confluence zones. Sediments at the mouth of the Var River were sampled during the both field campaigns and a third time during February 2011.

REE concentrations and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios analysis were performed on each sample. Major elements were also analyzed in selected 21 samples with various geological settings.

3.3. Sampling method in cores

We studied two cores that have been collected during 2008 ESSDIV cruise onboard the *R/V Pourquoi pas?* (IFREMER): a 22 meters-long core recovered on the top of the middle part of VSR (ESSK08-CS01), and a 24 meters-long core recovered on the southern flank of the VSR (ESSK08-CS13). The sediments consist in alternation between turbiditic sandy/silty sequences and hemipelagic mud. Turbidite sequences are composed of fine-sand basal bed overlaid by a silty-clay bed. The thickness of turbidite sequences varies from several millimeters to two decimeters. The age model is based on ^{14}C -AMS dates and the tuning of the *Globigerina bulloides* $\delta^{18}\text{O}$ record with the ice $\delta^{18}\text{O}$ NGRIP record (Jorry et al., 2011 ; Bonneau et al. 2014). This age model is based on the previously unseen recognition of D/O cycles in turbidite deposits (Bonneau et al., 2014).

The silty-clay upper bed of 91 of turbidite sequences were sampled, 53 in core ESSK08-CS01 dated between 0 and 30 ka and 38 in ESSK08-CS13 dated between 30 and 50 ka, i.e. one sample every 500 to 600 yr on average. The chemical composition of selected 11 samples was also analyzed. Investigate the continental sediment sources in turbidite sediments

minimizes highly the problem of dilution terrigenous input by pelagic sedimentation that is commonly encountered for hemiplegic sediments (Hoogakker et al., 2004; Rothwell et al., 2006).

3.4. Analytical methods

3.4.1. Major and minor element composition

The chemical composition of sediments was determined by wavelength-dispersive X-ray fluorescence by using a Siemens SRS 303 sequential X-ray spectrometer, at IFREMER, Brest, France). Analyses were performed on fusion beads prepared with 500 mg of sediment. Major element concentrations are expressed in % of oxide weight (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , CaO , MgO , K_2O , Na_2O , TiO_2 , P_2O_5 , SO_4). Minor element concentrations are expressed in ppm (V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Sr, Zr, Ba). The measurement precision is between 0.01% and 0.2% for major elements and several ppm for minor elements.

3.4.2. Neodymium isotopic composition and REE concentration

Samples preparation of Nd isotopic composition and REE concentration analysis consists in a sequential leaching of about 700 mg of sediment to remove carbonates (acetic acid (5%)), oxides (solution of acetic acid (25%) and hydroxylamine hydrochloride (1M)) and organic content (H_2O_2 (15%)) (Bayon et al., 2002). Leached sediments are referred as carbonate-free fraction in the following text. 100 mg of leached sample are then solubilized by using a method of alkaline fusion ($\text{NaOH-Na}_2\text{O}_2$) (Duan et al, 2002; Bayon et al, 2009). The addition of a spike of Tm before the alkaline fusion is used to quantify REE concentration (Barrat et al., 1996; Bayon et al, 2009). REE concentration was measured on ICPMS Quad X Series 2 and ELEMENT 2 (at IUEM, Brest, France). The precision of analysis is lesser than 5%. Analytical and calculation methods are described in Bayon et al. (2009).

Protocol of chemical separation of Nd is detailed in Bayon et al. (2006). Nd isotopic ratios were measured on a MC-ICP-MS (Neptune, at IFREMER, Brest, France). $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios are expressed in parts per 10,000, relative to the CHUR reference (Jacobsen and Wasserburg, 1980). Replicate analysis of JNdi ($n = 80$) and La Jolla ($n = 10$) standards gave a mean $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ of 0.512115 ± 0.000009 ($\epsilon\text{Nd} = -10.16 \pm 0.18$; 2 s.d) and 0.511862 ± 0.000011 ($\epsilon\text{Nd} = -15.10 \pm 0.21$; 2 s.d), respectively. Since the in-run error (2se) of sample analysis is systematically lower (see supplementary data) than external reproducibility (2 s.d = 0.2), we assumed a global error of 0.2 for ϵNd for each sample.

3.4.1. Grain size analysis

Grain size distribution of the 0-63 μm fraction of turbidite samples were measured on a Coulter LS130 laser microgranulometer (IFREMER, Brest, France). The accuracy of grain-size measurement was checked by regular analyzes of 15, 35 and 500 μm Coulter standards.

4. Results

4.1. Major element composition

4.1.1. Chemical composition of the river sediments

The river samples can be divided into two clusters on the basis of their chemical composition (Table 1; Fig. 2):

- Samples characterized by low content of CaO (< 6%), Sr (< 250 ppm) and LOI (< 10%), high content of Al₂O₃ (13-20%), SiO₂ (> 50%), K₂O (3-5%), and NaO (1.5-3%) and by relatively high content of TiO₂, MgO and Zr. These samples were collected in the Vésubie and Tinée drainage basins. Chemical composition shows that these sediments are mainly derived from the erosion of External Crystalline Massifs;
- Samples characterized by high content of CaO (> 20%), Sr (> 500 ppm) and LOI (20-30%), low content of Al₂O₃ (4.5-10%), SiO₂ (25-45%), K₂O (<2%), and NaO (<1%) and by relatively low content of TiO₂, MgO, Zr. These sediments are mainly derived from the erosion of the sedimentary formations that mainly consist in carbonate rocks.

The chemical composition of sediments sampled near the Var river mouth is indistinguishable from samples of the second cluster. This indicates that the sedimentary formations that cover 84% of the total drainage area (16% for External Crystalline Massifs) are the main basin-wide contributor of sediment.

4.1.2 Chemical composition of the turbidite sediments

A change in the chemical composition of the VSR sediments around 16 ka was reported by Bonneau et al. (2014) on the basis of semi-quantitative geochemical profiling with XRF core scanner. It is characterized by a major decrease of the elements commonly found in the siliciclastic fraction of the sediment (Si, Al, K, Fe, Ti, Rb; Rothwell et al., 2006) and occurred synchronously with a diminution of turbidite activity on VSR (Piper and Savoye, 1993; Migeon et al., 2001; Jorry et al., 2011; Bonneau et al., 2014). The major elements of 10 samples of turbidite sediments (ESSK08-CS01) dated from 15 to 19 ka, were quantified by wavelength-dispersive X-ray fluorescence spectrometry in order to check if this signal is carried by turbidites and therefore reflects a change in the source of turbidite sediments.

Chemical compositions of turbidite sediments are plotted in Fig. 2 on Harker's diagrams with the river samples. Between 19 and 15 ka, the concentration (wt. %) in siliciclastic elements decrease from 40% to 33% of SiO₂, from 11% to 8% of Al₂O₃ and from 2.3% to 1.3 % of K₂O, while concentration in CaO increases from 18 % to 25% (Fig. 2). The most recent sample (15 ka) has a similar chemical composition than the sediments sampled at the Var River mouth. The composition of older samples is intermediate between samples from sedimentary formations (blue symbols in Fig. 2) and sediments from External Crystalline Massifs (red symbols in Fig. 2).

Basin	Sample	Long.	Lat.	LOI (%)	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	MnO (%)	CaO (%)	MgO (%)	K ₂ O (%)	Na ₂ O (%)	TiO ₂ (%)	P ₂ O ₅ (%)	SO ₄ (%)	Sr (ppm)	Zr (ppm)
Esteron	BV-EST-04	6.932	43.853	24.3	37.3	5.4	2.0	0.01	27.6	0.8	0.89	0.14	0.40	0.06	0.59	554	131
	BV-RIO-01	6.950	43.867	19.2	44.8	7.6	2.5	0.02	21.5	1.2	1.42	0.66	0.46	0.09	0.38	555	144
	BV-RIOU-01	7.010	43.875	25.3	35.7	4.8	1.9	0.01	29.4	0.9	0.87	0.14	0.40	0.07	0.55	729	182
Tinée	BV-GUA-01	7.311	44.002	11.6	54.2	15.6	4.8	0.10	2.3	3.9	4.51	1.53	0.62	0.29	0.13	93	198
	BV-GUE-01	7.054	44.185	6.1	53.1	19.0	8.1	0.10	2.2	3.8	5.04	1.45	1.05	0.19	0.05	98	121
	BV-MOL-01	7.101	44.130	4.3	65.7	14.5	5.1	0.08	1.3	1.9	3.41	2.11	0.98	0.35	0.02	107	877
	BV-TIN-03	7.051	44.185	22.5	33.9	8.4	3.5	0.05	25.6	2.1	1.59	0.64	0.43	0.15	0.64	577	309
	BV-TIN-04	7.054	44.184	22.5	34.3	8.7	3.8	0.05	25.3	1.8	1.46	0.46	0.44	0.12	0.56	670	148
Vésubie	BV-NEG-01	7.237	44.151	9.0	62.8	15.1	3.7	0.11	1.1	0.8	3.84	2.79	0.49	0.15	0.00	91	328
	BV-VES-01	7.199	43.860	8.0	58.5	13.2	4.0	0.06	5.9	2.9	3.08	2.23	0.77	0.40	0.29	246	624
	BV-VES-02	7.310	44.003	4.4	62.9	14.8	4.5	0.08	2.7	2.3	3.40	2.51	0.96	0.52	0.11	165	2327
	BV-VES-03	7.256	44.066	4.6	59.3	17.4	6.1	0.10	1.8	2.4	3.73	2.40	1.14	0.39	0.02	136	846
	BV-VES-04	7.315	43.976	8.1	56.8	16.0	5.5	0.08	3.1	2.8	3.61	2.09	0.95	0.36	0.11	187	665
Var upper valley	BV-VAR-01	7.191	43.837	20.2	40.0	10.4	3.4	0.03	21.1	1.5	1.76	0.42	0.55	0.10	0.26	525	111
	BV-VAR-03	6.896	43.955	21.4	39.7	9.1	3.0	0.02	22.3	1.4	1.56	0.27	0.52	0.10	0.26	558	155
	BV-VAR-04	7.012	43.946	22.5	36.4	8.2	3.1	0.03	25.1	1.4	1.32	0.36	0.46	0.09	0.60	655	116
Var lower valley	BV-VAR-02	7.191	43.837	24.2	32.3	7.5	3.3	0.03	27.4	1.7	1.33	0.48	0.39	0.11	0.61	648	199
	BV-VAR-05	7.198	43.861	22.8	34.6	7.8	3.2	0.04	26.0	1.9	1.55	0.59	0.42	0.14	0.66	586	257
	BV-VAR-06	7.197	43.667	22.4	35.5	8.1	3.4	0.05	24.9	1.9	1.54	0.54	0.41	0.12	0.47	562	136
	BV-VAR-07	7.197	43.667	26.1	31.1	6.6	2.8	0.02	28.4	1.7	1.18	0.59	0.35	0.12	0.65	631	243
Core	Depth (cmbsf)	Age (ka)	LOI (%)	SiO₂ (%)	Al₂O₃ (%)	Fe₂O₃ (%)	MnO (%)	CaO (%)	MgO (%)	K₂O (%)	Na₂O (%)	TiO₂ (%)	P₂O₅ (%)	SO₄ (%)	Sr (ppm)	Zr (ppm)	
ESSK08-CS01	543.5	14.98	23.8	33.6	8.3	2.9	0.04	25.6	2.0	1.36	0.88	0.40	0.11	0.27	603	106	
ESSK08-CS01	573.5	16.87	21.1	37.6	9.7	3.6	0.05	21.2	2.5	1.59	1.18	0.47	0.13	0.26	486	114	
ESSK08-CS01	617.5	17.46	20.5	38.7	10.0	3.6	0.06	20.6	2.5	1.61	1.24	0.47	0.12	0.21	481	121	
ESSK08-CS01	630.5	17.63	19.1	40.4	10.6	3.8	0.06	19.2	2.5	1.90	1.25	0.50	0.13	0.20	451	125	
ESSK08-CS01	663.5	18.08	18.3	42.0	10.5	3.8	0.06	18.4	2.4	2.00	1.31	0.50	0.13	0.18	437	136	
ESSK08-CS01	677.5	18.27	17.6	42.8	11.1	3.9	0.06	17.4	2.5	2.00	1.37	0.52	0.13	0.21	423	135	
ESSK08-CS01	707.5	18.67	18.6	40.8	10.7	4.0	0.06	18.8	2.5	2.03	1.37	0.51	0.13	0.17	439	126	
ESSK08-CS01	734.5	19.03	19.2	39.8	10.5	3.7	0.05	19.9	2.5	2.09	1.11	0.49	0.13	0.17	473	136	
ESSK08-CS01	747.5	19.18	17.8	41.9	11.3	4.0	0.05	18.0	2.6	2.24	1.14	0.52	0.12	0.13	446	124	
ESSK08-CS01	762.5	19.31	17.7	41.3	11.1	4.1	0.06	18.5	2.4	2.34	1.19	0.53	0.14	0.13	441	128	
			2σ	0.21	0.16	0.13	0.011	0.1	0.13	0.025	0.063	0.012	0.015	0.028	6.6	3.7	

Table 1: Chemical composition (% weight) of river sediments and turbidite sediments. River samples are grouped by sub-basin; “Var upper valley” and “Var lower valley” refer respectively to upstream and downstream from the Tinée confluence.

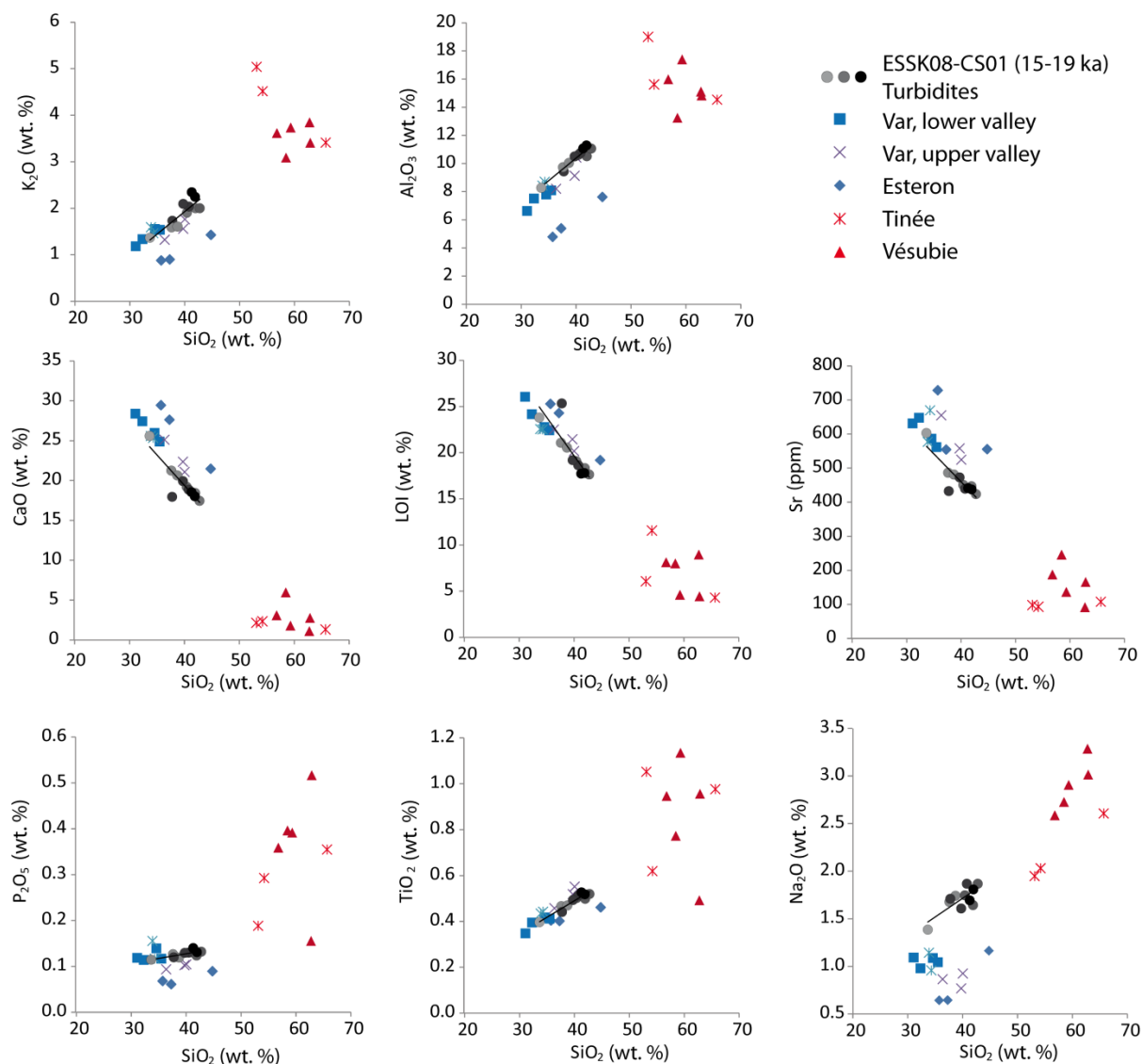


Fig. 2 : Selected Harker's diagrams of major (CaO , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , P_2O_5 , TiO_2), Sr and LOI (Loss On Ignition) measured in river and turbidite samples ($< 63 \mu\text{m}$ fraction). River sediments derived from erosion of the sedimentary formations are represented in blue, these samples were collected in Esteron sub-basin (blue diamond) and upper part of Var basin (blue cross) and Var lower valley (blue square); river sediment derived from erosion of the External Crystalline Massifs are represented in red, these samples were collected in Vésubie sub-basin (red triangle) and in Tinée sub-bassin (red cross). Turbidite samples are represented by grey circles with a shade of grey in respect with age (from 19 ka: dark grey to 15 ka : light grey).

4.2. Nd isotope ratios (ϵNd) and Nd concentration

4.2.1. River sediments

The ϵNd measured on river sediments vary from -11.5 to -7.9 (Fig. 3), with slightly more radiogenic values for sediments derived from the erosion of External Crystalline Massifs (from -8 to -10.7) than for sediments derived from the erosion of sedimentary formations (from -10.5 to -11.5). Sediments sampled in the Vésubie sub-basin exhibit a Nd isotopic composition very distinct from the basin-wide signature with ϵNd values ranging between -9 and -7.9 (Fig. 3). This signature can be attributed to the presence of the Oriental

metamorphic complex (OMC) that outcrops in the Vésubie sub-basin. A similar ϵNd value (-8.7) is obtained for sample from Nègre Lake that drains the granite of Argentera. The sediments delivered by the third part of the External Crystalline Massifs, the Tinée metamorphic complex (TMC), exhibit a ϵNd value around -10.7. In the lower Var Valley, the ϵNd value of sediments range between -10.9 and -10.4 (Fig. 3).

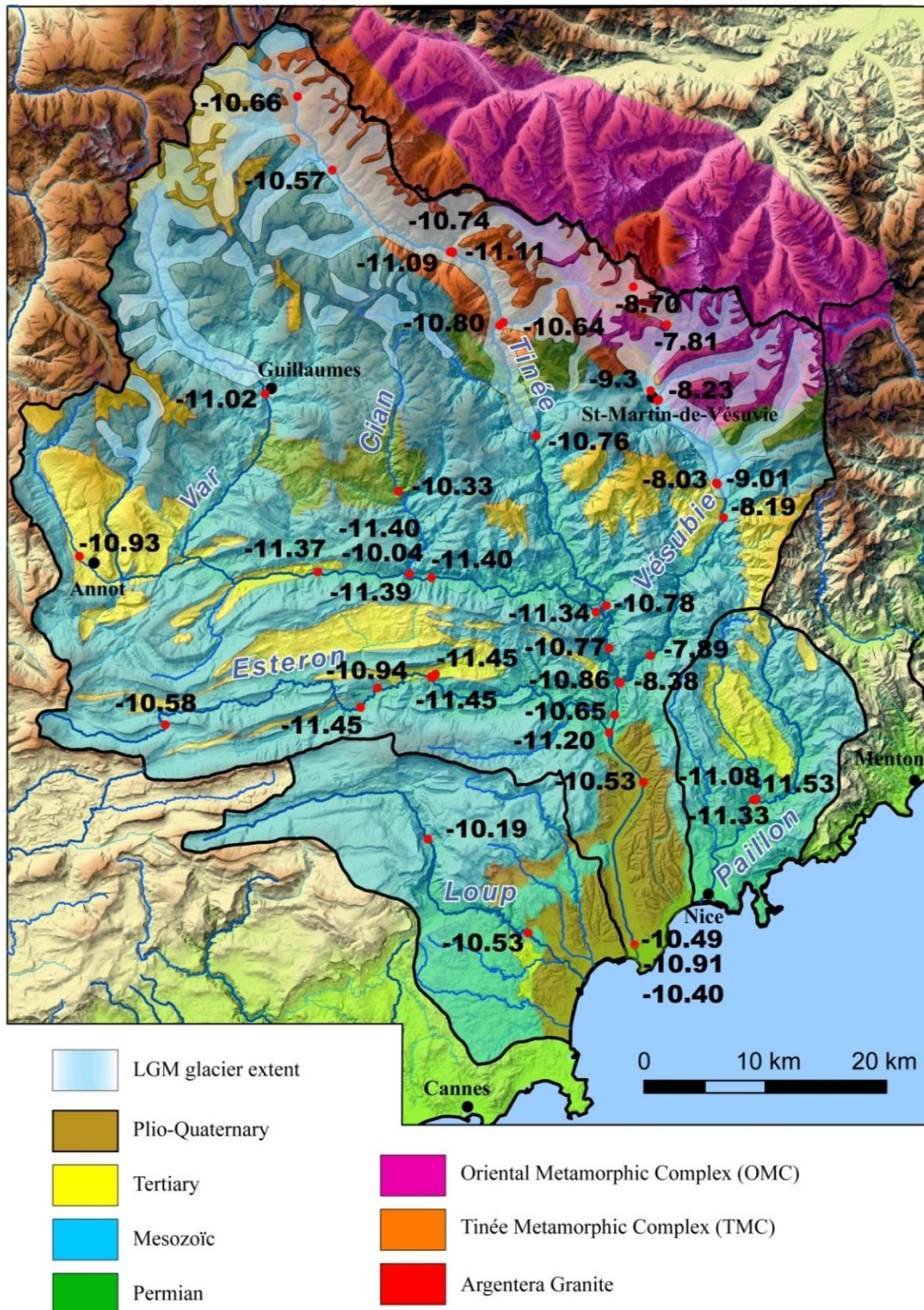


Fig. 3: Nd isotope ratios measured on $< 63 \mu\text{m}$ carbonate-free fraction of river sediments. Geological map of the Var drainage area is based on BRGM geological map 1:250 000 of Nice and Gap (Rouire et al., 1980; Kerckhove et al., 1979). Location of the LGM-glaciers after Soutadé et al. (1987) and Julian (1977).

The Nd concentrations of river samples vary between 15 ppm and 76 ppm. High Nd concentrations (> 35 ppm) are measured in sediments derived from the erosion of External Crystalline Massifs (Fig. 4). Nd concentrations > 50 ppm are probably related to the presence of REE-rich accessory minerals. Low Nd concentrations (< 25 ppm) are measured in sediments derived from the erosion of sedimentary formations (Fig. 4). Sediment samples derived from the mixture between these two sources have intermediate concentrations (30 to 50 ppm).

4.2.2. Turbidite sediments

Turbidite sediments give ϵNd values between -10.9 and -9.6 (Fig. 5), i.e. within the range of values obtained for potential source in the drainage area (-11.5 to -7.8; Fig. 3). The youngest sample (1.5 ka), exhibit a similar ϵNd value (-10.4) than measured in the river mouth sediments (between -10.9 and -10.4). ϵNd value measured in turbidites during glacial time, is more radiogenic (between -9.6 to -10.4, with a mean value of -10.1, $n=59$) than during Late-glacial and Holocene (between -10.4 to -10.9, with a mean value of -10.6, $n=32$), except between 11 and 9 ka where a reversal toward more radiogenic composition is observed (ϵNd values increase up to -10 at 10 ka). The transition between full glacial and Late-glacial conditions is marked, between 19 and 15 ka, by a shift to less radiogenic Nd composition of turbidite sediments: from $\epsilon\text{Nd} = -10$ to $\epsilon\text{Nd} = -10.6$. During Dansgaard-Oeschger (D-O) cycles, ϵNd values shift toward slightly more radiogenic compositions during relatively warm and wet Interstitials (IS) than during cold and arid Stadials and Heinrich stadials except during D-O cycles 9 to 11 where ϵNd are homogenous and between IS12 and HS4 where the tendency is reversed. The Nd concentration in turbidite sediments is homogeneous, ranging between 20 and 25 ppm (Fig. 5).

5. Discussion

5.1. Grain size distribution and Nd isotope composition of sediments

During magmatic crystallization, the same proportion of Sm and Nd is incorporated in mineral phases; as a result the signature of the product of erosion will not be influenced by the grain size distribution (Goldstein and Jacobsen, 1988; Tütken et al., 2002). In the case of sediment derived from more than one igneous source or from sedimentary formations, grain size fractions can originate from various sources with specific ϵNd signatures, therefore hydrodynamic sorting can possibly affect the ϵNd signature of bulk sediment (Bouchez et al. 2011). In order to gauge this effect in the case of Var watershed, a sample collected in each sub-basin has been divided into two size fractions: 0-45 μm and 45-63 μm .

The same ϵNd value (± 0.2) is obtained in these two fractions except for samples from Esteron River, Tinée River and the Var River mouth, i.e. when more than one lithological unit is drained upstream of the sampling site. The coarser fraction is systematically more radiogenic (Table 2). At the Var River mouth, a ϵNd value as radiogenic as -9.7 in the 45-63 μm fraction, reflects a large contribution of Vésubie tributary in the mixing of coarse sediments. The concentration of Nd is higher in the 0-45 μm fraction showing that the Nd-bearing minerals are preferentially incorporated in the fine fraction of the sediment.

Sample	Longitude	Latitude	0-45 μm		45-63 μm	
			ϵNd	[Nd] (ppm)	ϵNd	[Nd] (ppm)
BV-EST-05	6.731	43.849	-11.24	21.9	-10.41	7.8
BV-CIA-03	6.983	44.011	-10.79	25.9	-10.79	18.7
BV-VAR-08	6.853	44.088	-11.23	23.2	-11.12	18.5
BV-TIN-07	7.128	44.045	-10.71	35.7	-10.36	28.9
BV-VAR-11	7.190	43.886	-10.87	25.1	-10.70	20.1
BV-VAR-12	7.197	43.667	-10.31	23.7	-9.76	16.6
BV-VES-05	7.231	43.878	-7.96	41.6	-7.86	43.0

Core	Depth (cmbsf)	Age (ka)	0-45 μm		45-63 μm	
			ϵNd	[Nd] (ppm)	ϵNd	[Nd] (ppm)
ESSK08-CS01	44.5	1.5	-10.63	23.3	-9.64	14.9
ESSK08-CS01	197.5	6.0	-10.56	22.3	-10.11	11.4
ESSK08-CS01	309.5	8.9	-10.48	23.3	-9.97	18.8
ESSK08-CS01	361.5	10.2	-10.15	22.9	-8.83	20.5
ESSK08-CS01	417.5	10.8	-10.38	21.5	-9.69	13.3
ESSK08-CS01	533.5	14.6	-10.57	21.3	-9.75	13.6
ESSK08-CS01	617.5	17.5	-10.41	24.0	-9.74	23.6
ESSK08-CS01	707.5	18.7	-10.28	26.8	-9.37	12.2
ESSK08-CS01	747.5	19.2	-10.05	22.6	-9.33	13.7

Table 2: Nd isotopic composition of <45 μm and 45-63 μm fractions of turbidite sediments

Additionally to the measurements in the 0-63 μm fraction, the Nd isotopic ratios and concentration of both 0-45 μm and 45-63 μm fractions were analyzed in 9 turbidites dated from 0 to 20 ka (Table 2). The bulk sediment samples (0-63 μm) are mainly composed of grains finer than 45 μm ($D_{50} \approx 15 \mu\text{m}$), consequently, the ϵNd values obtained in the finest fraction (0-45 μm), are very similar to the bulk (0-63 μm). As observed in river mouth samples, the 45-63 μm fraction has a much more radiogenic signature (ϵNd ranging between -10.1 to -8.8) attesting that coarse particles are preferentially derived from Oriental Metamorphic Complex. The variability of ϵNd in the 45-63 μm fraction of sediment shows the same pattern as observed in the fine-grained samples (0-45 μm), with more radiogenic ϵNd values during the glacial time and around 10 ka. Importantly, this shows that changes in sediment sources affect each grain size fraction of the sediment. Grain size distribution of sediment samples (0-63 μm fraction) was systematically measured and compared with ϵNd values. No relation is found between these two factors showing that ϵNd values measured in the turbidite sediments are not influenced by the grain size distribution. The above discussion shows that the variability of ϵNd values can be interpreted in terms of changes in the mixing of terrestrial sediment sources.

5.2. Terrestrial sediment sources fingerprints

From the combined values of the isotopic ratios and concentration of Nd measured in river samples, a distinctive signature can be assigned to sediments derived from erosion of the three main lithological units found in the Var drainage area (Fig. 4.A):

- High concentration (mean: 50 ppm) and ϵNd mean value of -8.2 for the Oriental Metamorphic Complex (OMC).
- High concentration (mean: 50 ppm) and ϵNd mean value of -10.7 for the Tinée Metamorphic Complex (TMC).
- Low concentration (mean: 20 ppm) and ϵNd mean value of -11.3 for the sedimentary cover.

Based on the fingerprint characteristics of the three end-members described above, two binary isotopic mixing models were constructed between each Metamorphic Complexes and the sedimentary formations (Fig. 4). For a given mixing (m) between two end-members a and b Nd isotope ratio and Nd concentration are :

$$[\text{Nd}]_{(m)} = [\text{Nd}]_{(a)} \times F + [\text{Nd}]_{(b)} \times (1 - F)$$

$$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}(m) = \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}(a) \frac{[\text{Nd}]_{(a)}}{[\text{Nd}]_{(m)}} F + \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}(b) \frac{[\text{Nd}]_{(b)}}{[\text{Nd}]_{(m)}} (F - 1)$$

with F is the proportion of a in the mixing : $F = \frac{a}{a+b}$.

The results of mixing models are represented as mixing curves in the ϵNd versus Nd concentration diagram (Fig. 4.A). River samples with a mixed origin are organized as follows:

- samples from the Tinée sub-basin fit along the mixing curve between TMC and sedimentary cover,
- samples from the Vésubie sub-basin fit along the mixing curve between the OMC and the sedimentary cover,
- samples from the Var lower valley derived from the mixing between the three end-member are positioned between the two curves. These samples are closer to the sedimentary cover end-member showing that even in carbonate-free fraction the sedimentary formations are the dominant source of the sediment at the basin scale.

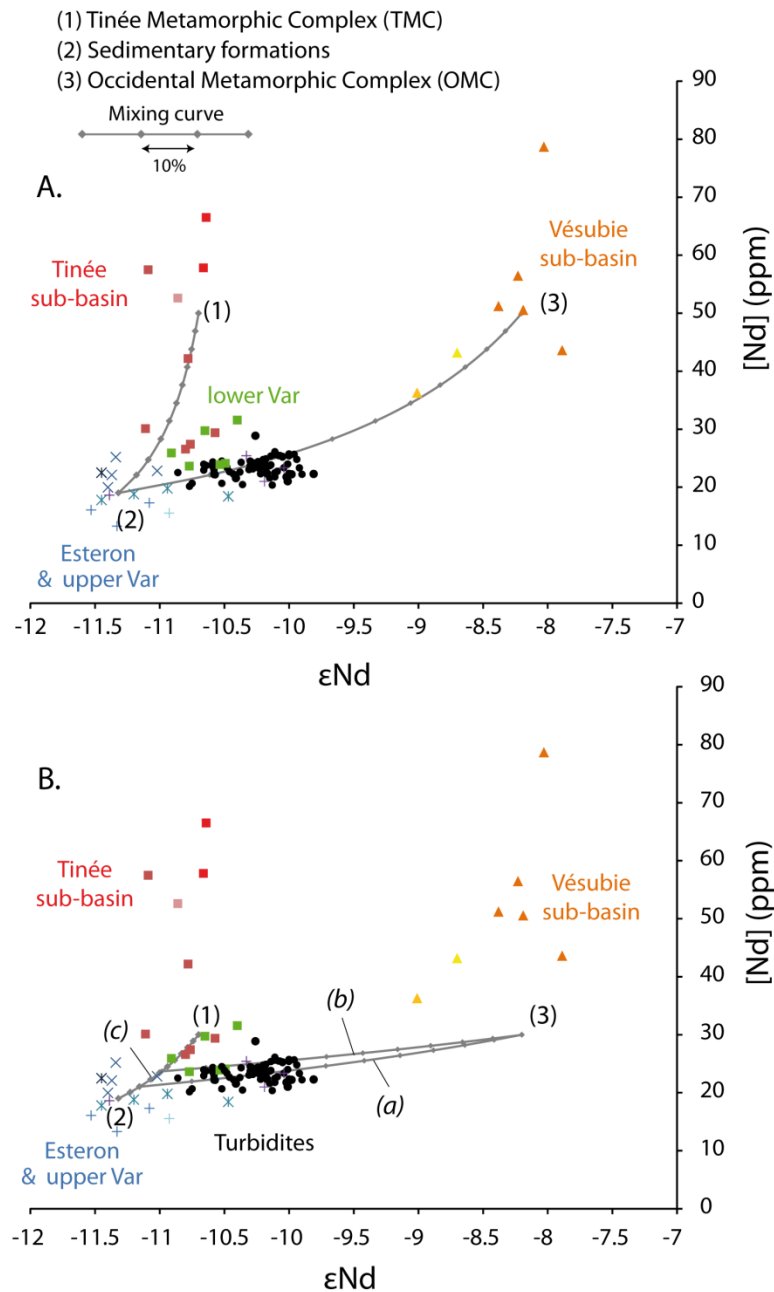


Fig. 4 : Neodymium isotope composition (ϵ_{Nd}) shown against Nd concentration (ppm) for river samples (Tinée sub-basin: red square; Vésubie sub-basin: yellow triangle; Vésubie sub-basin; Esteron sub-basin and in upper Var : Blue crosses; lower Var valley: green squares) and turbidite samples (black circles). Three end-members are defined for sediment sources in the drainage area (1) the Tinée Metamorphic Complex (TMC), (2) the sedimentary cover, and (3) the Oriental Metamorphic Complex (OMC). Binary mixing model (grey lines, the interval between each points on the curve correspond to 10 % in the binary mixing) between (2) and (1) and between (2) and (3); in A : fingerprints of the three end-members are $\epsilon_{Nd}=-10.7$ and $[Nd]=50$ ppm for (1); $\epsilon_{Nd}=-11.3$ and $[Nd]=20$ ppm for (2); $\epsilon_{Nd}=-8.2$ and $[Nd]=50$ ppm for (3); in B., Nd concentration of end-members (1) and (3) are lowered at 30 ppm to fit with turbidites Nd concentration that attest to a loss in Nd-rich minerals in turbidite sediments. Mixing model in B is used to calculate the contribution of the three end-members in turbidite sediments, a proportional relationship is imposed between end-member (1) and (3) allowing solving the three end-member mixing model. The ϵ_{Nd} values of turbidite sediments mostly reflect the mixing between end-member (1) and the rest (mixing curve (a) for Holocene and (b) for the glacial period). The composition of sediment derived from the rest of drainage area has a low impact on the ϵ_{Nd} value of the mixture (mixing curve (c)).

5.3. Quantification of source contributions in turbidite sediments

We assume that variations in the ϵNd values of turbidite sediments reflect changes in the proportion of the three end-members in the sediment budget delivered by Var River. When compared to ϵNd values of -10.5 to -10.8 obtained in Holocene and Late glacial turbidites (Fig. 4.A), ϵNd values as radiogenic as -10 in glacial turbidites reflect a higher contribution of the Oriental Metamorphic Complex (i.e. of sediments delivered by Vésubie River).

Concentrations measured in turbidite sediments are low when compared to modern sediments sampled in the downstream part of the Var River. This depletion is likely to reflect a loss of heavy minerals bearing high concentrations in Nd during the sediment transport. Mineral density-related sorting caused by hydrodynamic processes can occur in river channels and result in variations of REE concentration in suspended sediment (Bouchez et al. 2011). Mineral sorting can also occur during submarine transport (e.g. Carpentier et al. 2014). In this context, turbulent flows that transport sediments onto the VSR could also play a role in the depletion of dense Nd-rich minerals in turbidites. As a result, in the diagram showing the ϵNd plotted against the Nd concentration (Fig. 4.A), the position of turbidite samples is artificially on the mixing curve between sedimentary cover and Oriental Metamorphic Complex likely because of the loss in Nd-rich minerals during the sediment transfer. In order to adjust the isotopic mixing models with the turbidite sample concentration, the Nd concentration fingerprint of the sediments derived from the two Metamorphic Complexes end-members was lowered down to 30 ppm (Fig. 4.B).

The changes in the source of turbidite sediments are mainly expressed along the ϵNd axis (Fig. 4.B). The variability of the ϵNd value of turbidite samples essentially reflects the relative contribution in sediment budget of the Oriental Metamorphic Complex versus the rest of the drainage area. The two Metamorphic Complexes have similar geological (lithology), geographical (altitude, slope, latitude) and geomorphological (presence of glaciers during the LGM period) characteristics and, as well can be considered to be subject to similar erosion in terms of magnitude and processes (Syvitski and Milliman, 2007). By considering that, in a proportion relative to their outcrop areas, the two Metamorphic Complexes similarly contribute to the mixing of sediments, it is possible to balance the mixing model between the three end-members (Fig. 4.B.) and therefore to predict the relative contribution of each one (i.e. for a given ϵNd , a single result may satisfy the proportional relationship between the two Metamorphic Complex). The scale of ϵNd value can be converted into the proportion of OMC end-member in the mixing (Fig. 5). The total variability of ϵNd (1.3) reflects actually a change in 40% of the proportion of OMC-derived sediments in the mixing (Fig. 4.B.; Fig. 5).

By using a mean ϵNd value of sediments during the Holocene (-10.6) and the glacial period (-10.1), the proportion of OMC, TMC and sedimentary formations in carbonate-free fraction of turbidites are estimated respectively at 13 %, 17% and 70% for the Holocene (Fig. 4.B) and 29%, 39% and 32% for the LGM (Fig. 4.B). Nd isotope ratios are measured on the carbonate-free fraction of the sediment, as a result, sediment derived from erosion of External Crystalline Massifs have more weight in the mixing. To report proportions to bulk sediment,

the carbonate-free fraction was calculated using the difference in weight of the samples before and after leach operations. The proportion of OMC, TMC and sedimentary formations in bulk sediments are respectively 7 %, 9% and 84% for the Holocene and 17 %, 23% and 60% for the glacial period.

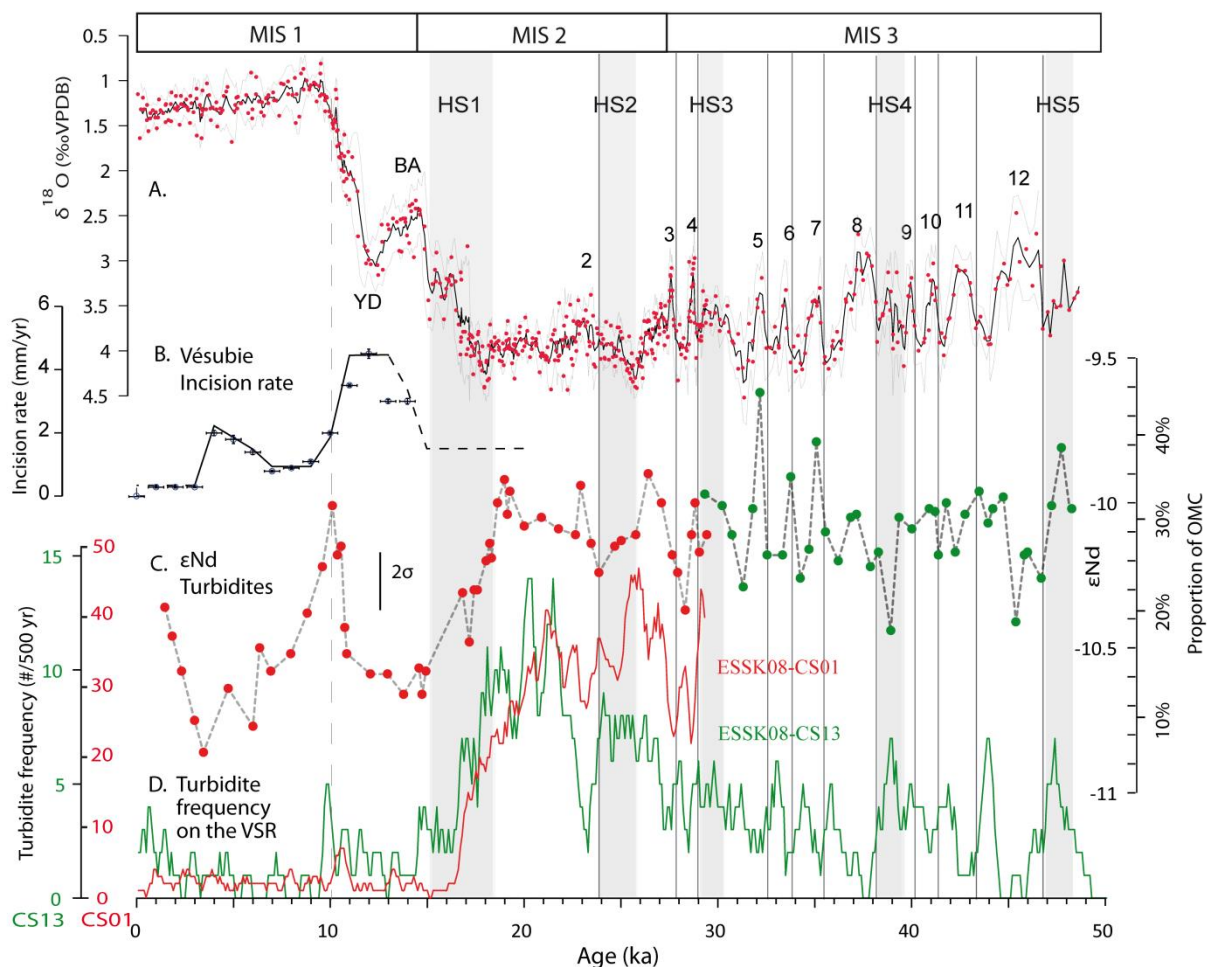


Fig.5 : Evolution of ϵNd values of turbidite sediments ($<63 \mu\text{m}$; carbonate-free fraction) measured in ESK08-CS13 (green dots) and in ESK08-CS01 (red dots); the ϵNd scale is converted in % of Oriental Metamorphic Complex (OMC) in the sediment mixing of carbonate-free fraction; comparison with A. $\delta^{18}\text{O}$ *Obuloides* record (Bonneau et al., 2014), lighter oxygen isotope ratios (correspond to warmer and wetter climate, except during Heinrich events (HS, grey bar)); B. Vésubie River incision rates (Saillard et al. 2014); D. Turbidite frequency in ESK08-CS13 (green) and ESK08-CS01 (red).

5.4. External forcing on erosion in mountains, long term and short term glaciation insights

Both major element compositions (Fig. 2) and Nd isotope ratios (Fig. 5) of turbidite sediments attest that an evolution in sediment provenance occurred at the end of the glacial period. During the Holocene, the contribution of the External Crystalline Massifs (OMC and TMC) is estimated at 16% while sedimentary formations contribute to 84% of the total. These proportions match exactly with the percentages of drainage area covered by these two lithological units. This suggests that erosion rates were equivalent in the whole basin. During glacial, the contribution of External Crystalline Massifs (OMC and TMC) is 2.5 fold (40%)

higher than during Holocene. The contribution of sedimentary formations decreases to 60%, thus revealing that during the glacial period mean erosion rates were higher in the External Crystalline Massifs than in the rest of the drainage area.

At the time scale investigated here (i.e. the last 50 kyr), tectonic cannot be seen as a mechanism for the changes in erosion discussed above (Clift et al., 2008; Molnar, 2004). The long-term uplift rate of External Crystalline Massifs is estimated by fission track thermochronology at about 0.25 mm/yr during the late Miocene–Pliocene period (8-3 Ma) and increased up to 0.8 to 1 mm/yr thereafter (3-0 Ma; Bogdanoff et al., 2000; Bigot-Cormier et al., 2005; Sanchez et al., 2011). Recently, an uplift rate ranging between 0.5 and 2 mm/yr was calculated by Saillard et al. (2014) for the last 2 Ma on the basis of *in situ*-produced ^{36}Cl in Vésubie gorges. This rate is consistent with the modern uplift rate measured in the Alps by GPS technology (1 to 2 mm/yr, according to Serpelloni et al., 2013). The contrast between recent and Mio-Pliocene-average uplift rates observed in External Crystalline Massifs is also observed at global scale and is interpreted as the response to a climate-driven increase in erosion rate at the end of Pliocene (Molnar, 2004; e.g. in Alps: Kuhlemann et al., 2002; Cederbom et al., 2004; Champagnac et al., 2007; and in Asia: Métivier et al., 1999; Clift, 2006). In high mountain domains, the settlement (or advance) of glacier triggered by Late-Cenozoic cooling appears to be the first mechanism of the increase in erosion rate since 3-5 Ma (Métivier et al., 1999; Peizhen et al., 2001; Molnar, 2004). Indeed, it is generally admitted that glacial erosion rates exceed fluvial erosion rates (Hallet et al., 1996; Montgomery, 2002), although this assumption is debated for tectonically active settings (Koppes and Montgomery, 2009).

At the scale investigated here (last glacial-interglacial cycle) the transition between the last glaciation (LGM) and the Holocene in several glaciated catchment is marked by a decrease in sediment yield by glaciated areas related to glacier erosion (e.g., in Asia : Clift et al., 2008; Clift and Giosan, 2014; in Alps: Hinderer 2001, or in small Mediterranean catchments : Woodward et al., 2008). Nevertheless, under glacial arid climate, doubts remains about the ability of rivers to transmit high yield of glacier-derived sediment to the sea (e.g. Clift et al., 2006; Clift and Giosan, 2014).

The modern sediment flux of the Var River is estimated around 580 t/km²/yr (Mulder et al., 1997). By using a mean sediment density of 2.65 we can estimate that the average denudation rate in Var basin is about 0.22 mm/yr. This value is in the upper range of erosion rates observed in worldwide basins showing a similar mean slope than Var basin (23°; Willenbring et al., 2013). Erosion rate by LGM-glaciers in the External Crystalline Massifs have been estimated at 1.8 mm/yr (Darnault et al., 2012) in agreement with the erosion rate measured on glaciers with similar lithological and tectonic settings (Hallet et al., 1996). This rate is 8 times more than our estimation of the modern erosion rate (0.22 mm/yr). The same difference between the LGM and modern erosion rates has been estimated from sediment accumulation rates in alpine lakes by Hinderer (2001). During the LGM, two glaciers occupied the upper Tinée and Vésubie valleys and the External Crystalline Massifs were partially covered by ice (Fig. 3). Therefore, the increase in the contribution of the External

Crystalline Massifs in the sediment sources of glacial turbidites is interpreted as the result of the high glacier-erosion rate compared to erosion rates in glacier-free areas.

By using an erosion rate of 1.8 mm/yr for glaciers that covered the External Crystalline Massifs (Darnault et al., 2012) to constrain LGM sediment sources mixing, we calculated a total sediment flux of 3.7 Mt/yr for LGM. This is 2.3 times more than the modern Var sediment flux (1.63 Mt/yr; Mulder et al., 1997) because of sediment yield by glaciers. Indeed, this result indicates that the erosion rate in glacier-free area is close to the moderns' basin-wide denudation rate. Nevertheless, because its estimation is highly sensitive to the glacier-erosion rate used for calculation, we cannot affirm that the denudation rate of glacier-free area was whether higher or lower than present. At least, this indicates that the fluvial erosion did not counterbalance the glacial erosion rate during glacial-interglacial cycle.

5.5. Climate controls on sediment transfers to deep-sea

Changes in sediment sources are successfully identified in continental records and correlated with climate changes (Revel-Rolland et al., 2005; Clift et al., 2009; Alizai et al., 2011; Arnaud et al., 2012). Because of the buffering role of the floodplain and delta that interplay with the sea level changes, attempts to trace the changes in terrestrial sediment sources over glacial-interglacial cycles in marine sediment records, e.g. in deep-sea fan sediments, could be considered worthless; the case of Indus system is particularly relevant (Clift et al., 2014; Clift and Giosan, 2014). In the Var sedimentary system, the absence of continental shelf allows a continuous feeding of the VSR by the Var River, even during the last marine transgression (Savoye et al., 1993; Piper and Savoye, 1993). Moreover given their small size, delta and floodplain cannot significantly contribute to the feeding the deep depositional system (Blum et al., 2009). Therefore we assume that changes in sediment sources of VSR turbidite sediments could be in phase with denudation processes occurring in the hinterland. To support this assertion, the ϵNd record is compared with the turbidite frequency recorded on the VSR (Bonneau et al., 2014) and incision rates of the Vésubie River recently constrained by Saillard et al., 2014 for the last 12 kyr; (Fig. 5). The turbidite activity and ϵNd , are interpreted as indicators of sediment flux and source, respectively. They both shift after the LGM. High turbidite activity in the Var sedimentary system during glacial (50-19 ka) is interpreted as the result of frequent hyperpycnal flow of high sediment-concentrated Var floods because of high sediment yield by glaciofluvial outwash (Piper and Savoye, 1993; Bonneau et al., 2014). Our findings clearly confirm this interpretation since, between 19 and 16 ka, the contribution of the External Crystalline Massifs in turbidite sediments and turbidite activity decrease synchronously. After 16 ka, the ϵNd of turbidites indicate that the contribution of the External Crystalline Massifs is equivalent than for Holocene. Thus, we conclude that the post-LGM glacier collapse ended around 16 ka in the Var basin. This age coincides with the early lateglacial ice decay observed worldwide in temperate glaciers (between 20 and 16 ka ; Schaefer et al., 2006) and more specifically in Alps (Ivy-Ochs et al., 2004, 2008).

During MIS3 the turbidite activity in the Var system responds to Dansgaard-Oeschger cycles by higher activity during cold and dry periods (stadials and Heinrich stadials) than

during relatively warm and humid periods (interstadials) (Bonneau et al., 2014). The variability in sediment sources is not as well correlated with the pattern of Dansgaard-Oeschger cycles. The high proportion of the External Crystalline Massifs in the sediment source of turbidites during MIS3 (between 30-50 ka), traduced by the radiogenic ϵNd signature of turbidite sediments, suggests that glaciers were present in this area during the MSI 3. Nevertheless, this proportion appears to be more variable than during the LGM and could attest that glaciers were less stable. Thus, we suggest that variations in turbidite activity during Dansgaard-Oeschger cycles are caused by processes that affect the whole basin area (rainfalls, vegetal cover and periglacial processes; e.g. Molnar, 2001, 2004), rather than by glacier oscillations. Decreasing precipitations associated with sparse vegetal cover during cold stadials (Fletcher and Sánchez Goñi, 2008; Fletcher et al. 2010,) would result in higher sediment concentrations during Var floods and thus result in high hyperperpycnal activity, whereas increasing precipitations and vegetal cover during warm interstadials would diminish the sediment concentration and therefore the hyperperpycnal activity of the Var River (Bonneau et al., 2014).

Between 11 and 8 ka, i.e. during Early Holocene, the radiogenic excursion of Nd isotopes observed in our dataset, is accompanied by a slight increase in turbidite activity (Fig. 5). A small glacier advance during Early Holocene is reported in Alps (Ivy-Ochs et al., 2008; Schimmelpfennig et al., 2012) and in the Var basin (Darnault et al., 2012; Bigot-Cormier et al., 2005) but could unlikely resulted in such a drastic change in sediment source proportions. Early Holocene is marked by the most important increase in rainfalls in the Mediterranean region (Zancheta et al., 2007) and in the Alps (Magny et al., 2004) since LGM, while interglacial vegetation is not yet fully developed in altitude (Beaudouin et al., 2005). This interplay could have favored the reworking glacial sediments from mountain terraces and paraglacial environments in the Var. Increase in glacial-reworked sediment yield in upper Vésubie could be the origin of the decrease in the Vésubie incisions' rate observed after 11 ka (Saillard et al., 2014; Fig. 5).

6. Conclusions

Reconstruction of terrestrial sources of turbidites sediments shows the dominant role of glaciers cycles in controlling changes in erosion rates and sediment supply in the Var basin at the scale of glacial-interglacial. Sediment flux of the Var River during Late Glacial Maximum is estimated at 3.7 Mt/yr, 2.5 more than modern flux, because of high glacier sediment yield. During glacial period, high sediment-concentrated glacial outwash induced a high hyperperpycnal activity of the Var River. Between 19 and 16 ka, erosion and sediment transfers responded rapidly to the deglaciation in the Var basin by a synchronous decrease in turbidite activity and in proportion of sediment delivered by glaciated areas. This suggests that the transport of sediment evacuated by the receding glaciers decreased roughly in-phase with glacier retreat as proposed for small basins (Church and Ryder 1972; Church and Slaymaker, 1989; Harbor and Warburton, 1993; Ballantyne, 2002). However, a phase of intense reworking of glacial sediments is identified around 10 ka and is linked with the increase of rainfalls during Early Holocene. This shows that paraglacial reworking phase (Church and Ryder 1982; Hinderer, 2001; Ballantyne, 2002) can occur several thousand years

after the deglaciation (e.g. Clift and Giosan, 2014), even in small and steep basins. We conclude that glaciers were present in significant size in the Var watershed during MIS3 and MIS2, until their major retreat, between 19 and 16 ka. This age is consistent with the Early Lateglacial ice decay observed in the Alps (Ivy-Ochs et al., 2008), but this is the very first time that this stage is determined in marine sediments. During Dansgaard-Oeschger cycles, rapid changes in temperature and precipitation affected river behavior and sediment transport onto Var Sedimentary Ridge. Importantly, these findings show that in such reactive sediment routing system (Allen, 1997) climate-induced perturbations of the sediment flux can be rapidly transmitted to the deep-basin.

References

- Alizai, A.; Carter, A.; Clift, P. D.; VanLaningham, S.; Williams, J. C.; and Kumar, R. 2011. Sediment provenance, reworking and transport processes in the Indus River by U–Pb dating of detrital zircon grains. *Global and Planetary Change* 76:33-55.
- Allen, P. A. 1997. *Earth surface processes*. Blackwell Science ed. Oxford: Blackwell Science.
- Ballantyne, C. K. 2002. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews* 21:1935-2017.
- Bar-Matthews, M.; Ayalon, A.; Gilmour, M.; Matthews, A.; and Hawkesworth, C. J. 2003. Sea–land oxygen isotopic relationships from planktonic foraminifera and speleothems in the Eastern Mediterranean region and their implication for paleorainfall during interglacial intervals. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67:3181-3199.
- Bayon, G.; Barrat, J. A.; Etoubleau, J.; Benoit, M.; Bollinger, C.; and Révillon, S. 2009. Determination of Rare Earth Elements, Sc, Y, Zr, Ba, Hf and Th in Geological Samples by ICP-MS after Tm Addition and Alkaline Fusion. *Geostandards and Geoanalytical Research* 33:51-62.
- Bayon, G.; Vigier, N.; Burton, K. W.; Brenot, A.; Carignan, J.; Etoubleau, J.; and Chu, N.-C. 2006. The control of weathering processes on riverine and seawater hafnium isotope ratios. *Geology* 34:433-436.
- Beaudouin, C.; Suc, J.-P.; Acherki, N.; Courtois, L.; Rabineau, M.; Aloïsi, J.-C.; Sierro, F. J.; and Oberlin, C. 2005. Palynology of the northwestern Mediterranean shelf (Gulf of Lions): First vegetational record for the last climatic cycle. *Marine and Petroleum Geology* 22:845-863.
- Bigot-Cormier, F.; Braucher, R.; Bourlès, D.; Guglielmi, Y.; Dubar, M.; and Stéphan, J. F. 2005. Chronological constraints on processes leading to large active landslides. *Earth and Planetary Science Letters* 235:141-150.
- Bogdanoff, S.; Michard, A.; Mansour, M.; and Poupeau, G. 2000. Apatite fission track analysis in the Argentera massif: evidence of contrasting denudation rates in the External Crystalline Massifs of the Western Alps. *Terra Nova* 12:117-125.
- Bouchez, J.; Lupker, M.; Gaillardet, J.; France-Lanord, C.; and Maurice, L. 2011. How important is it to integrate riverine suspended sediment chemical composition with depth? Clues from Amazon River depth-profiles. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 75:6955-6970.
- Brardinoni, F.; Hassan, M. A.; Rollerson, T.; and Maynard, D. 2009. Colluvial sediment dynamics in mountain drainage basins. *Earth and planetary science letters* 284:310-319.
- Buoncrisiani, J.-F.; and Campy, M. 2004. The palaeogeography of the last two glacial episodes in France: The Alps and Jura. Vol. 2, *Developments in Quaternary Science - Extent and Chronology*. Amsterdam: Elsevier.
- C., K.; and G., M. 1979. Carte géologique de la France à 1/250000, Feuille de Gap (35). BRGM.
- Cacho, I.; Grimalt, J. O.; Canals, M.; Sbaiffi, L.; Shackleton, N. J.; Schönfeld, J.; and Zahn, R. 2001. Variability of the western Mediterranean Sea surface temperature during the last 25,000 years and its connection with the Northern Hemisphere climatic changes. *Paleoceanography* 16:40-52.

- Carpentier, M.; Weis, D.; and Chauvel, C. 2014. Fractionation of Sr and Hf isotopes by mineral sorting in Cascadia Basin terrigenous sediments. *Chemical Geology* 382:67-82.
- Cederbom, C. E.; Sinclair, H. D.; Schlunegger, F.; and Rahn, M. K. 2004. Climate-induced rebound and exhumation of the European Alps. *Geology* 32:709-712.
- Champagnac, J.; Molnar, P.; Anderson, R.; Sue, C.; and Delacou, B. 2007. Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps. *Geology* 35:195-198.
- Church, M.; and Ryder, J. M. 1972. Paraglacial Sedimentation: A Consideration of Fluvial Processes Conditioned by Glaciation. *Geological Society of America Bulletin* 83:3059-3072.
- Church, M.; and Slaymaker, O. 1989. Disequilibrium of Holocene sediment yield in glaciated British Columbia. *Nature* 337:452-454.
- Clift, P. D. 2006. Controls on the erosion of Cenozoic Asia and the flux of clastic sediment to the ocean. *Earth and Planetary Science Letters* 241:571-580.
- Clift, P. D.; and Blusztajn, J. 2005. Reorganization of the western Himalayan river system after five million years ago. *Nature* 438:1001-1003.
- Clift, P. D.; and Giosan, L. 2014. Sediment fluxes and buffering in the post-glacial Indus Basin. *Basin Research* 26:369-386.
- Clift, P. D.; Giosan, L.; Blusztajn, J.; Campbell, I. H.; Allen, C.; Pringle, M.; Tabrez, A. R.; Danish, M.; Rabbani, M. M.; Alizai, A.; Carter, A.; and Lückge, A. 2008. Holocene erosion of the Lesser Himalaya triggered by intensified summer monsoon. *Geology* 36:79-82.
- Clift, P. D.; Giosan, L.; Henstock, T. J.; and Tabrez, A. R. 2014. Sediment storage and reworking on the shelf and in the Canyon of the Indus River-Fan System since the last glacial maximum. *Basin Research* 26:183-202.
- Covault, J.; Craddock, W.; Romans, B.; Fildani, A.; and Gosai, M. 2013. Spatial and temporal variations in landscape evolution: Historic and longer-term sediment flux through global catchments. *The Journal of Geology* 121:35-56.
- Darnault, R.; Rolland, Y.; Braucher, R.; Bourlès, D.; Revel, M.; Sanchez, G.; and Bouissou, S. 2012. Timing of the last deglaciation revealed by receding glaciers at the Alpine-scale: impact on mountain geomorphology. *Quaternary Science Reviews* 31:127-142.
- Davies, T. R. H.; and Korup, O. 2010. Sediment Cascades in Active Landscapes. In *Sediment Cascades*: John Wiley & Sons, Ltd.
- Dominguez-Villar, D.; Carrasco, R. M.; Pedraza, J.; Cheng, H.; Edwards, R. L.; and Willenbring, J. K. 2013. Early maximum extent of paleoglaciers from Mediterranean mountains during the last glaciation. *Sci. Rep.* 3.
- Duan, T.; Chen, H.; and Zeng, X. 2002. Determination of rare and rare earth elements in soils and sediments by ICP-MS using Ti(OH)₄-Fe(OH)₃ co-precipitation preconcentration. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 17:410-413.
- Dubar, M. 2003. The Holocene deltas of Eastern Provence and the French Riviera: geomorphological inheritance, genesis and vulnerability/Les deltas holocènes de la Provence orientale et de la Riviera française: héritage morphologique, genèse et vulnérabilité. *Géomorphologie: relief, processus, environnement* 9:263-270.
- Federici, P. R.; Granger, D. E.; Pappalardo, M.; Ribolini, A.; Spagnolo, M.; and Cyr, A. J. 2008. Exposure age dating and Equilibrium Line Altitude reconstruction of an Egesen moraine in the Maritime Alps, Italy. *Boreas* 37:245-253.
- Federici, P. R.; Granger, D. E.; Ribolini, A.; Spagnolo, M.; Pappalardo, M.; and Cyr, A. J. 2011. Last Glacial Maximum and the Gschnitz stadial in the Maritime Alps according to 10Be cosmogenic dating. *Boreas* 41:277-291.
- Ferrara, G.; and Malaroda, M. 1969. Radiometric age of granitic rocks from the Argentera massif (Maritime Alps). *Boll. Soc. Geol. It* 88:311-320.

- Fletcher, W. J.; and Sánchez Goñi, M. F. 2008. Orbital- and sub-orbital-scale climate impacts on vegetation of the western Mediterranean basin over the last 48,000 yr. *Quaternary Research* 70:451-464.
- Fletcher, W. J.; Sánchez Goñi, M. F.; Allen, J. R. M.; Cheddadi, R.; Combourieu-Nebout, N.; Huntley, B.; Lawson, I.; Londeix, L.; Magri, D.; Margari, V.; Müller, U. C.; Naughton, F.; Novenko, E.; Roucoux, K.; and Tzedakis, P. C. 2010. Millennial-scale variability during the last glacial in vegetation records from Europe. *Quaternary Science Reviews* 29:2839-2864.
- Garzanti, E.; Vezzoli, G.; Andò, S.; Lavé, J.; Attal, M.; France-Lanord, C.; and DeCelles, P. 2007. Quantifying sand provenance and erosion (Marsyandi River, Nepal Himalaya). *Earth and Planetary Science Letters* 258:500-515.
- Gennesseaux, M. 1966. Prospection photographique des canyons sous-marins du Var et du Paillon (Alpes-Maritimes) au moyen de la Troïka. Paris: [s.n.].
- Goldstein, S. J.; and Jacobsen, S. B. 1988. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 87:249-265.
- Hallet, B.; Hunter, L.; and Bogen, J. 1996. Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: A review of field data and their implications. *Global and Planetary Change* 12:213-235.
- Harbor, J.; and Warburton, J. 1993. Relative rates of glacial and nonglacial erosion in alpine environments. *Arctic and Alpine Research*:1-7.
- Henry, P.; Deloule, E.; and Michard, A. 1997. The erosion of the Alps: Nd isotopic and geochemical constraints on the sources of the peri-Alpine molasse sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 146:627-644.
- Hinderer, M. 2001. Late Quaternary denudation of the Alps, valley and lake fillings and modern river loads. *Geodinamica Acta* 14:231-263.
- Hoogakker, B.; Rothwell, R.; Rohling, E.; Paterne, M.; Stow, D.; Herrle, J.; and Clayton, T. 2004. Variations in terrigenous dilution in western Mediterranean Sea pelagic sediments in response to climate change during the last glacial cycle. *Marine Geology* 211:21-43.
- Ivy-Ochs, S.; Kerschner, H.; Kubik, P. W.; and Schlüchter, C. 2006. Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: the Gschnitz stadial. *Journal of Quaternary Science* 21:115-130.
- Ivy-Ochs, S.; Kerschner, H.; Maisch, M.; Christl, M.; Kubik, P. W.; and Schlüchter, C. 2009. Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. *Quaternary Science Reviews* 28:2137-2149.
- Ivy-Ochs, S.; Kerschner, H.; Reuther, A.; Preusser, F.; Heine, K.; Maisch, M.; Kubik, P. W.; and Schlüchter, C. 2008. Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. *Journal of Quaternary Science* 23:559-573.
- Ivy-Ochs, S.; Schäfer, J.; Kubik, P.; Synal, H.-A.; and Schlüchter, C. 2004. Timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland). *Eclogae geol. Helv.* 97:47-55.
- Jorda, M.; Rosique, T.; and Évin, J. 2000. Données nouvelles sur l'âge du dernier maximum glaciaire dans les Alpes méridionales françaises. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 331:187-193.
- Jorry, S. J.; Jégou, I.; Emmanuel, L.; Silva Jacinto, R.; and Savoye, B. 2011. Turbiditic levee deposition in response to climate changes: The Var Sedimentary Ridge (Ligurian Sea). *Marine Geology* 279:148-161.
- Koppes, M. N.; and Montgomery, D. R. 2009. The relative efficacy of fluvial and glacial erosion over modern to orogenic timescales. *Nat. Geosci.* 2:644-647.
- Kuhlemann, J.; Frisch, W.; Székely, B.; Dunkl, I.; and Kázmér, M. 2002. Post-collisional sediment budget history of the Alps: tectonic versus climatic control. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 91:818-837.
- Magny, M.; and Bégeot, C. 2004. Hydrological changes in the European midlatitudes associated with freshwater outbursts from Lake Agassiz during the Younger Dryas event and the early Holocene. *Quaternary Research* 61:181-192.

- Martrat, B.; Grimalt, J. O.; Lopez-Martinez, C.; Cacho, I.; Sierro, F. J.; Flores, J. A.; Zahn, R.; Canals, M.; Curtis, J. H.; and Hodell, D. A. 2004. Abrupt Temperature Changes in the Western Mediterranean over the Past 250,000 Years. *Science* 306:1762-1765.
- Métivier, F.; Gaudemer, Y.; Tapponnier, P.; and Klein, M. 1999. Mass accumulation rates in Asia during the Cenozoic. *Geophysical Journal International* 137:280-318.
- Migeon, S.; Cattaneo, A.; Hassoun, V.; Larroque, C.; Corradi, N.; Fanucci, F.; Dano, A.; De Lepinay, B. M.; Sage, F.; and Gorini, C. 2011. Morphology, distribution and origin of recent submarine landslides of the Ligurian Margin (North-western Mediterranean): some insights into geohazard assessment. *Marine Geophysical Research* 32:225-243.
- Migeon, S.; Savoye, B.; Zanella, E.; Mulder, T.; Faugères, J. C.; and Weber, O. 2001. Detailed seismic-reflection and sedimentary study of turbidite sediment waves on the Var Sedimentary Ridge (SE France): significance for sediment transport and deposition and for the mechanisms of sediment-wave construction. *Marine and Petroleum Geology* 18:179-208.
- Molnar, P. 2004. Late Cenozoic increase in accumulation rates of terrestrial sediment: how might climate change have affected erosion rates? *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 32:67-89.
- Molnar, P.; and England, P. 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? *Nature* 346:29-34.
- Montgomery, D. R. 2002. Valley formation by fluvial and glacial erosion. *Geology* 30:1047-1050.
- Mulder, T.; Migeon, S.; Savoye, B.; and Faugères, J. C. 2001. Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: a record of deposits from flood-generated turbidity currents? *Geo-Mar Lett* 21:86-93.
- Mulder, T.; Savoye, B.; Piper, D. J. W.; and Syvitski, J. P. M. 1998. The Var submarine sedimentary system: understanding Holocene sediment delivery processes and their importance to the geological record. Geological Society, London, Special Publications 129:145-166.
- Mulder, T.; Savoye, B.; Syvitski, J. P. M.; and Parize, O. 1997. Des courants de turbidité hyperpycniaux dans la tête du canyon du Var ? Données hydrologiques et observations de terrain. Vol. 20. Paris, FRANCE: Elsevier.
- Mulder, T.; and Syvitski, J. P. 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *The Journal of Geology*:285-299.
- Peizhen, Z.; Molnar, P.; and Downs, W. R. 2001. Increased sedimentation rates and grain sizes 2–4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates. *Nature* 410:891-897.
- Piper, D. J. W.; and Savoye, B. 1993. Processes of late Quaternary turbidity current flow and deposition on the Var deep-sea fan, north-west Mediterranean Sea. *Sedimentology* 40:557-582.
- Rosser, N. J. 2010. Landslides and Rockfalls. *Sediment Cascades: An Integrated Approach*:55-87.
- Rothwell, R. G.; Hoogakker, B.; Thomson, J.; Croudace, I. W.; and Frenz, M. 2006. Turbidite emplacement on the southern Balearic Abyssal Plain (western Mediterranean Sea) during Marine Isotope Stages 1–3: an application of ITRAX XRF scanning of sediment cores to lithostratigraphic analysis. Geological Society, London, Special Publications 267:79-98.
- Rouire, J.; Autran, A.; Prost, A.; Rossi, J.; and Rosset, C. 1980. Carte géologique de la France à 1/250000, feuille de Nice (40). BRGM.
- Saillard, M.; Petit, C.; Rolland, Y.; Braucher, R.; Bourlès, D. L.; Zerathe, S.; Revel, M.; and Jourdon, A. 2014. Late Quaternary incision rates in the Vésubie catchment area (Southern French Alps) from in situ-produced ³⁶Cl cosmogenic nuclide dating: Tectonic and climatic implications. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*.
- Sanchez, G.; Rolland, Y.; Jolivet, M.; Bricchau, S.; Corsini, M.; and Carter, A. 2011. Exhumation controlled by transcurrent tectonics: the Argentera–Mercantour massif (SW Alps). *Terra Nova* 23:116-126.
- Savoye, B.; and Piper, D. 1991. The Messinian event on the margin of the Mediterranean Sea in the Nice area, southern France. *Marine Geology* 97:279-304.

- Savoie, B.; Piper, D. J. W.; and Droz, L. 1993. Plio-Pleistocene evolution of the Var deep-sea fan off the French Riviera. *Marine and Petroleum Geology* 10:550-571.
- Schaefer, J. M.; Denton, G. H.; Barrell, D. J.; Ivy-Ochs, S.; Kubik, P. W.; Andersen, B. G.; Phillips, F. M.; Lowell, T. V.; and Schluchter, C. 2006. Near-synchronous interhemispheric termination of the last glacial maximum in mid-latitudes. *Science* 312:1510-3.
- Schimmelpfennig, I.; Schaefer, J. M.; Akçar, N.; Ivy-Ochs, S.; Finkel, R. C.; and Schluchter, C. 2012. Holocene glacier culminations in the Western Alps and their hemispheric relevance. *Geology*.
- Serpelloni, E.; Faccenna, C.; Spada, G.; Dong, D.; and Williams, S. D. 2013. Vertical GPS ground motion rates in the Euro-Mediterranean region: New evidence of velocity gradients at different spatial scales along the Nubia-Eurasia plate boundary. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 118:6003-6024.
- Singh, S. K.; Rai, S. K.; and Krishnaswami, S. 2008. Sr and Nd isotopes in river sediments from the Ganga Basin: Sediment provenance and spatial variability in physical erosion. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* (2003–2012) 113.
- Soutadé, G.; Julian, M.; Dresch, J.; Chardon, M.; and Bravard, Y. 1987. Dynamique de l'évolution des reliefs au cours du Quaternaire. *Méditerranée*:37-60.
- Spötl, C.; Reimer, P. J.; Starnberger, R.; and Reimer, R. W. 2013. A new radiocarbon chronology of Baumkirchen, stratotype for the onset of the Upper Würmian in the Alps. *Journal of Quaternary Science* 28:552-558.
- Syvitski, J. P.; and Milliman, J. D. 2007. Geology, geography, and humans battle for dominance over the delivery of fluvial sediment to the coastal ocean. *The Journal of Geology* 115:1-19.
- Tütken, T.; Eisenhauer, A.; Wiegand, B.; and Hansen, B. T. 2002. Glacial–interglacial cycles in Sr and Nd isotopic composition of Arctic marine sediments triggered by the Svalbard/Barents Sea ice sheet. *Marine Geology* 182:351-372.
- West, A. J.; Galy, A.; and Bickle, M. 2005. Tectonic and climatic controls on silicate weathering. *Earth and Planetary Science Letters* 235:211-228.
- Willenbring, J. K.; Codilean, A. T.; and McElroy, B. 2013. Earth is (mostly) flat: Apportionment of the flux of continental sediment over millennial time scales. *Geology*.
- Weltje, G. J.; and von Eynatten, H. 2004. Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook. *Sedimentary Geology* 171:1-11.
- Willenbring, J. K.; and von Blanckenburg, F. 2010. Long-term stability of global erosion rates and weathering during late-Cenozoic cooling. *Nature* 465:211-214.
- Woodward, J. C.; Hamlin, R. H. B.; Macklin, M. G.; Hughes, P. D.; and Lewin, J. 2008. Glacial activity and catchment dynamics in northwest Greece: Long-term river behaviour and the slackwater sediment record for the last glacial to interglacial transition. *Geomorphology* 101:44-67.
- Zanchetta, G.; Drysdale, R. N.; Hellstrom, J. C.; Fallick, A. E.; Isola, I.; Gagan, M. K.; and Pareschi, M. T. 2007. Enhanced rainfall in the Western Mediterranean during deposition of sapropel S1: stalagmite evidence from Corchia cave (Central Italy). *Quaternary Science Reviews* 26:279-286.

Chapitre 8 : Modélisation hydro-sédimentaire du fleuve Var au cours des derniers 50 000 ans

Dans ce chapitre sont présentés les résultats de la simulation du comportement hydro-sédimentaire du fleuve Var, au cours des 50 derniers milliers d'années, par le modèle *Hydrotrend* (Syvitski et al., 1998; Kettner et Syvitski, 2008a). Le modèle numérique se base sur les paramètres biophysiques du bassin versant (air, hypsométrie, gradient thermique...) ainsi que sur des paramètres climatiques (températures, précipitations, taille et dynamique des glaciers).

Le modèle fonctionne de la manière suivante (le détail des équations sont présentés dans le Chapitre 4) :

- En entrée du modèle, les paramètres climatiques journaliers (température, précipitations et taille de glaciers) sont générés automatiquement par *Hydrotrend* à partir des moyennes et des écarts-types mensuels de cumul de précipitations et de température, ainsi que de l'altitude d'équilibre des glaciers (ELA ; Figure 8.1).
- Le modèle de balance hydrologique calcule, à partir des paramètres climatiques, les débits journaliers à l'embouchure permettant ensuite d'obtenir les moyennes mensuelles et annuelles de débit du fleuve.
- Le modèle de transport qui inclut un modèle glaciologique, calcule la charge sédimentaire moyenne sur la base des débits moyens, de la température et de la taille des glaciers. La charge sédimentaire journalière est ensuite calculée en fonction des débits journaliers.
- Les concentrations en sédiment journalières sont calculées sur la base des données journalières de débits et de charge sédimentaire. Les variations dans la concentration en sédiment portée par le fleuve vont permettre d'en déterminer l'activité hyperpycnale.

Deux objectifs principaux ont motivé cette simulation :

- (1) vérifier si les variations dans la fréquence des turbidites observée sur la Ride Sédimentaire du Var peuvent effectivement être engendrées par des modifications dans l'activité hyperpycnale du fleuve, en réponse à des variations du climat et,
- (2) comparer la proportion simulée de sédiment dérivée des glaciers avec celle déterminée à partir de la composition isotopique du Nd des sédiments marin.

Ce modèle a déjà été appliqué dans des cadres spatio-temporels similaires à celui abordé dans cette étude, notamment pour le Pô et le Rhône mais pour lesquels les simulations concernaient seulement les derniers 20 000 ans (Kettner et Syvitski, 2008b, 2009).

A. Validation de la calibration du modèle à partir des données mesurées à l'embouchure du Var

Afin de valider la calibration du modèle, une simulation portant sur une durée de 500 ans a été effectuée sur la base des conditions paramétriques actuelles. Les résultats de débits et de concentration en sédiments de cette simulation ont été comparés avec les données réelles, mesurées au niveau de l'embouchure du Var.

1. Sources des données actuelles

Les données hydrologiques du Var, fournies par la DREAL PACA et accessibles sur la *Banque Hydro d'eaufrance* (<http://www.hydro.eaufrance.fr/>), comportent notamment les mesures de débit (instantanées et journalières) du Var des 40 dernières années (1974-2014) enregistrées au niveau de son embouchure (station de mesure située à hauteur du pont Napoléon III, à Nice). Ces données ont, en outre, permis d'ajuster les paramètres d'entrée du modèle (Figure 8.1) pour lesquels il n'existait pas de mesure directe et serviront de référence pour tester la validité des débits simulés par *Hydrotrend*.

Les seules mesures existantes de concentration en sédiment dans le Var ont été réalisées par Laurent (1971) et sont assorties de mesures de débit. Bien qu'anciennes, ces données sont importantes puisqu'elles ont permis d'établir empiriquement l'équation (équation de Leopold et Maddock, 1953) qui lie le débit à la concentration en sédiment pour le Var (Mulder et al., 1997a). Cette équation est à la base de toutes les estimations de charge et de flux sédimentaire établies pour le Var et a également largement contribué à mettre en évidence l'importance des courants hyperpycniaux dans les transferts de sédiment dans le système sédimentaire du Var (Mulder et al., 1997a, 1998, 2001).

Les paramètres climatiques utilisés dans la simulation pour des conditions actuelles ont été déterminés à partir des relevés de *Météo France*, à la station de Nice (seule station de mesure présente dans le bassin versant) qui ont été ajustés en fonction de l'altitude moyenne du bassin (1 100 m) et des relevés effectués dans des stations alpines de même altitude.


```

Var          1) TITLE
ON           2) Write output to ASCII files (ON/OFF)
./HYDRO_OUTPUT/ 3) Location where the output data will be stored
1           4) No. of epochs to run
1 500 y     5) Start year; no. of years to run; averaging interval
1          6) Number of suspended sed. grain sizes to simulate
1          7) Proportion of sediment in each grain size (sum=1)
16.5 0 1.9 8) Yrly Tbar: start (C), change/yr (C/a), std dev
0.7401 0 0.23 9) Yrly P sum: start (m/a), change/yr (m/a/a), std. dev
1.1 1.8 3   10) Rain: Mass Balance Coef, Distribution Exp,
Distribution Range
10          11) Constant annual base flow (m^3/s)
Jan 2      1.7 82.7 72.7      12-23) monthly climate variables
Feb 3      2.2 76.4 46.6      column variable description
Mar 6.4    3    70.5 55.4      -----
Apr 9.1    1.6 62.2 44.6      1    moname  month name
May 13.1   2.2 48.6 31.4      2    tmpinm  monthly mean T. (C)
Jun 16.5   2.0 35.8 28.3      3    tmpstd  within month Std Dev. of T
Jul 19.9   1.9 15.6 16.6      4    raininm  monthly total Precip. (mm)
Aug 19.3   2.1 31.3 15.5      5    rainstd  Std Dev of the monthly P.
Sep 15.6   2.2 54.4 51.9      .
Oct 11.4   2.2 108.2 74.6     .
Nov 5.8    2.4 104.2 83.3     .
Dec 2.7    2.1 77.5 58        .
6.5        24) Lapse rate to calculate freezing line (degC/km)
3300 0     25) Starting glacier ELA (m); ELA change per year (m/a)
0.3        26) Dry precip (nival and ice) evaporation fraction
-0.1 0.85 26a) canopy interception alphag(-0.1(mm/d)), betag(0.85)
10 1       26b) groundwater pole evapotranspiration alpha_gwe
(common 10 (mm/d)), beta_gwe (common 1 (-))
5.00E-03   27) Delta plain gradient (m/m)
1          27a) Bedload rating term (-) (typically 1.0)
112        28) River basin length (km)
0 d0       29) Mean volume, (a)ltitude or (d)rainage area of
reservoir (km^3) (m) or (km^2)
0.398 0.2782 30) River mouth velocity coef. (k) and exponent (m);
53.1 0.16  31) River mouth width coef.(a) and exponent (b);
1.1        32) Average river velocity (m/s)
3.8e+9 1.2e+9 33) Maximum/minimum groundwater storage (m^3)
1.50E+09   34) Initial groundwater storage (m^3)
2000 1     35) Groundwater (subsurface storm flow) coefficient
(m^3/s) and exp (unitless)
230        36) Saturated hydraulic conductivity (mm/day)
7.26 43.70 37) Longitude, latitude position of the river mouth
1          38) Nr. of outlets in a delta, 1 = no outlets;
1          39) Fraction Q for each outlet
n1         40) Certain Qpeak, above this, it change the nr of
outlets or the Q fr. distribution
0.09       41) Fraction sediment trapped in delta (0 - 0.9)
2          42) 0)=QRT; 1) =ART) 2) =BQART
2          43) if line 42 is 2: Lithology factor from hard - weak
material (0.3 - 3)
1          44) if line 42 is 2: Anthropogenic factor (0.5 - 8),
human disturbance of the landscape

```

Figure 8.1 : Exemple de paramétrage d'un fichier d'entrée Hydrotrend. Les paramètres présentés ici sont ceux utilisés pour la simulation du Var dans des conditions actuelles.

2. Validation du modèle de balance hydrologique

Hydrotrend ne permet pas d'effectuer des simulations sur un intervalle de temps inférieur à une journée, et par conséquent, pour valider la calibration du modèle, les débits simulés sur 500 ans dans des conditions actuelles sont comparés aux seules mesures de débits mensuelles (Figure 8.2), journalières (exprimées en débits journaliers classés, Figure 8.3) et aux périodes de retour des crues pour des débits journaliers (Figure 8.4).

Les données mensuelles (Figure 8.2) permettent notamment de s'assurer du bon fonctionnement du modèle de balance hydrologique vis-à-vis de l'évolution de la limite pluie-neige (ligne de gel) au cours de l'année. Les précipitations dans le bassin versant sont abondantes d'octobre à mars. En automne, les fortes précipitations se traduisent par une augmentation des débits à l'embouchure. En hiver, les précipitations en altitude restent stockées sous forme de neige limitant ainsi le débit à l'embouchure. Au printemps, avec le dégel l'eau est libérée, induisant des débits importants à l'embouchure (régime pluvio-nival (Figure 8.2).

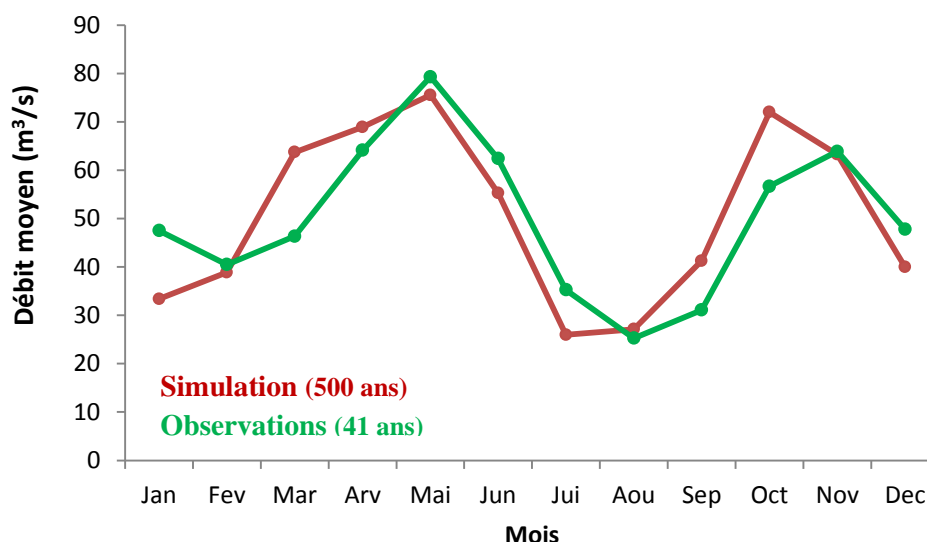


Figure 8.2 : Moyennes des débits mensuels mesurés (en vert ; données DREAL PACA, calculées sur 41 ans d'observations), et simulées (en rouge ; simulation sur 500 ans). La distribution des débits mensuels permet de valider le comportement du modèle vis-à-vis des paramètres climatiques saisonniers (précipitations mensuelles) ainsi que des paramètres contrôlant la limite pluie/neige (températures, ligne de gel, gradient thermique).

Les débits classés (Figure 8.3) permettent de valider le comportement simulé du fleuve vis-à-vis des périodes d'étiage et de crue qui sont sensibles à la fois aux paramètres climatiques et aux paramètres physiques du bassin (réservoirs d'eau souterraine, conductivité hydraulique...). La période de retour des crues permet de valider la simulation vis-à-vis des événements pluvieux exceptionnels (Figure 8.4).

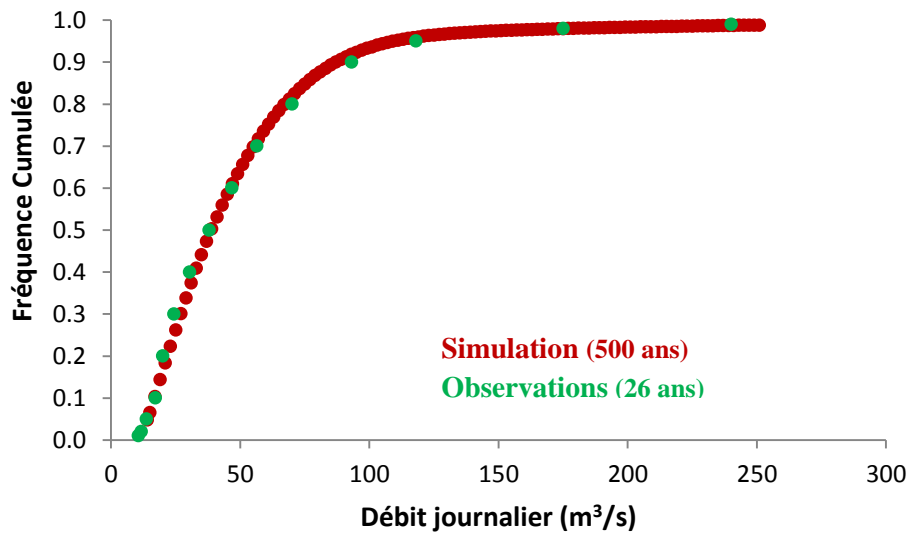


Figure 8.3 : Débits classés mesurés (en vert ; DREAL PACA portant sur 26 ans d'observations), et simulés (en rouge ; simulation sur 500 ans). Les débits classés représentent le nombre de jours par an (fréquence) où le débit observé dépasse un débit donné ; par exemple, des débits inférieurs à $90 \text{ m}^3/\text{s}$ sont observés 90% du temps, soit 329 jours par an. Les fréquences de 0,0274 et 0,9726 correspondent respectivement aux débits caractéristiques d'étiage (environ $13 \text{ m}^3/\text{s}$) et de crue (environ $140 \text{ m}^3/\text{s}$).

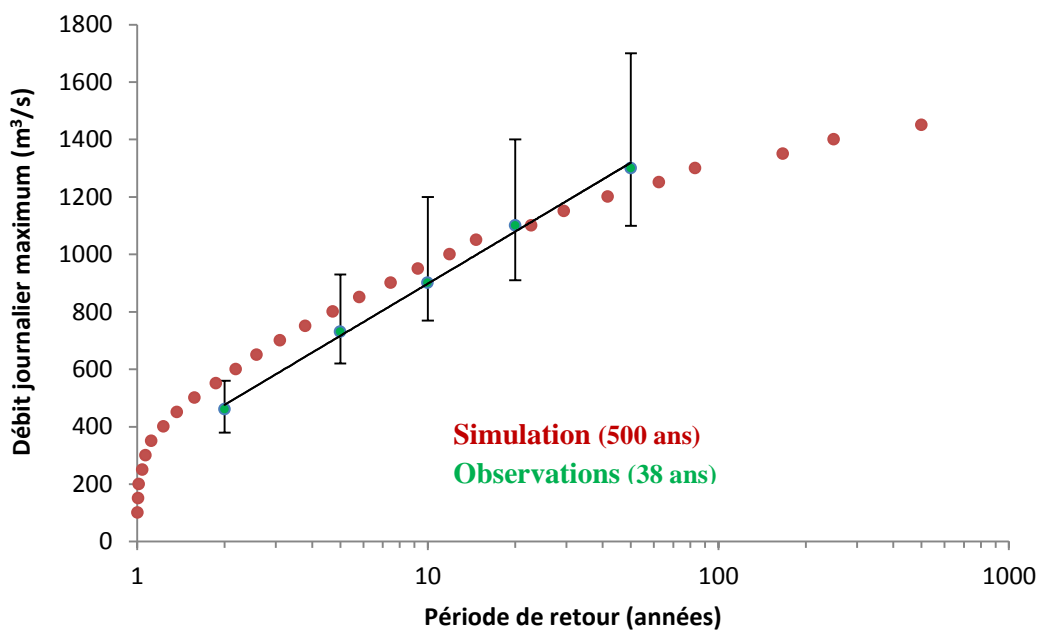


Figure 8.4 : Périodes de retour des crues, mesurées (en vert ; portant sur 38 ans d'observations, DREAL PACA, calcul à partir de la loi de Gumbel ; les barres d'erreur verticales correspondant à l'intervalle de confiance), et simulées (en rouge ; simulation sur 500 ans)

Pour l'ensemble des statistiques de débits présentées ici, la simulation donne des résultats similaires à ceux obtenus à partir des mesures effectuées à l'embouchure (Figure 8.2, Figure 8.3 et Figure 8.4).

Les débits journaliers servant de base pour le calcul de la charge sédimentaire journalière, la validation de la calibration du modèle de balance hydrologique est également déterminante pour la fiabilité du modèle de transport.

3. Validation du modèle de transport

Le modèle de transport utilisé pour les simulations de charge sédimentaire est basé sur le modèle BQART (Syvitski et Milliman, 2007). Ce dernier, contrairement aux modèles QRT et ART (Syvitski et al., 2003) permet d'introduire un facteur anthropique et un facteur lithologique (Figure 8.1) ; ce qui offre la possibilité d'adapter l'intensité de l'érosion aux conditions réelles du bassin versant (Syvitski et Milliman, 2007). Dans cette simulation, le facteur anthropique ayant été fixé à 1 (Figure 8.1), seul le facteur lithologique a été influent. Il a été fixé à 2, valeur correspondant à une lithologie dominée par des formations sédimentaires, la même qui avait été définie par Syvitski et Milliman (2007) pour le bassin du Rhône et du Pô.

La relation entre les débits et les concentrations en sédiments journaliers simulés par le modèle est comparée (Figure 8.5) à celle ressortant des mesures réalisées à l'embouchure du Var par Laurent (1971). Les données mesurées se trouvent dans la gamme de variabilité des données simulées. Toutefois, les équations reliant la concentration en sédiment au débit ($Cs = aQs^b$; Leopold et Maddock, 1953) définie à partir de ces deux jeux de données sont différentes (Figure 8.5). L'exposant b obtenu à partir des données mesurées (équation 1, en vert) est plus grand que celui obtenu à partir des données simulées (équation 2 en rouge). Par contre, le coefficient a est supérieur dans l'équation 2. Cette différence semble provenir de la relation entre le débit et la concentration lors des épisodes de crues (débits $> 100 \text{ m}^3/\text{s}$). Les données simulées représentent des moyennes journalières alors que les mesures réelles sont instantanées, or, la relation entre le débit et la concentration étant une fonction de puissance, le lissage des débits de pointe dans les débits journaliers conduit à une sous-estimation des concentrations en sédiments pendant les crues (Mulder et al., 1997a). Cette sous-estimation, induite par l'utilisation des débits journaliers plutôt que des débits instantanés, se situerait entre 30 et 50 % (Mulder et al., 1997a).

L'équation reliant la concentration au débit, définie à partir des mesures de Laurent (1971) (équation (1) ; Figure 8.5), a permis d'estimer les valeurs moyennes de concentration et de charge sédimentaire pour le Var (Mulder et al., 1997a, 1998). Ces valeurs sont comparées aux valeurs simulées par *Hydrotrend* dans la Table 8-1. Il apparaît que la concentration en sédiment moyenne simulée est inférieure de 20 à 50% à la concentration moyenne estimée, toutefois, les flux sédimentaires estimés et simulés sont similaires.

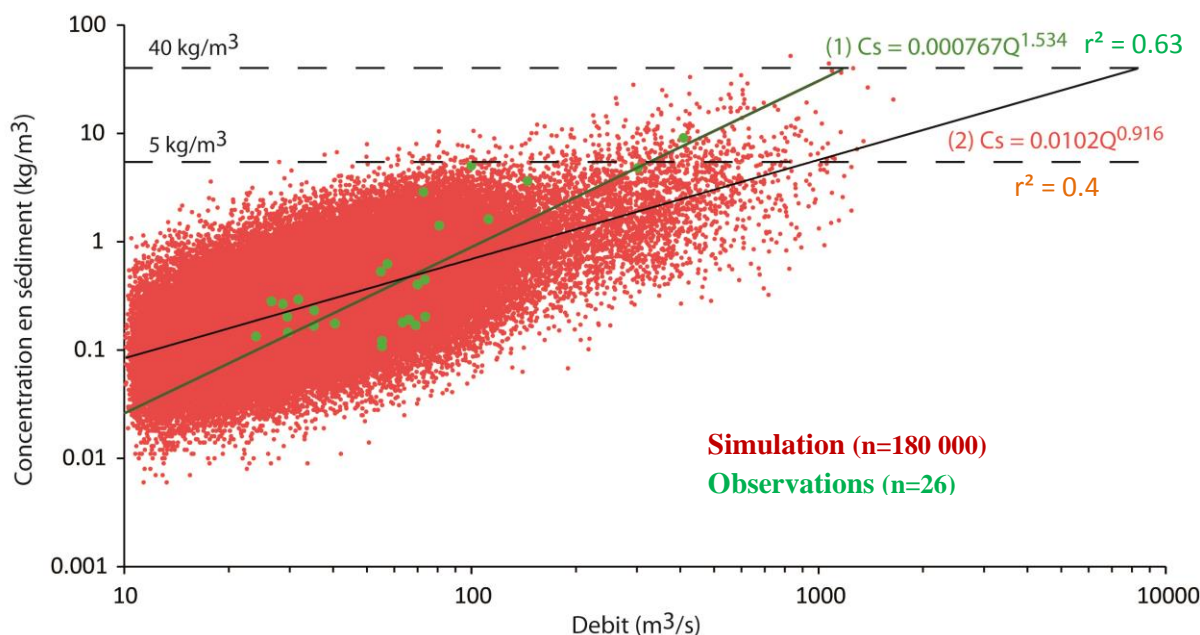


Figure 8.5 : Relation entre le débit et la concentration en sédiment, établie à partir des données mesurées (en vert : mesures instantanées ; $n=26$; Laurent 1971 ; Mulder et al. 1997a), et simulées par Hydrotrend (en rouge : moyennes journalières ; $n=180\ 000$). Les équations reliant la concentration (C_s) à la charge (Q) ($C_s = aQs^b$; Leopold et Maddock, 1953) sont représentées selon ce même code couleur. Seuil de déclenchement (direct) des courants hyperpycnaux autour de 40 kg/m^3 (seuil représenté par une ligne pointillée)

	Simulated (Hydrotrend)	Measured or *Estimated*
Long-term average discharge (m^3/s)	51.41	51.0
Average suspended sediment load (Mt/yr)	1.68	*1.32-1.63*
Average suspended sediment concentration (kg/m^3)	0.5	*0.63-0.99*
Suspended sediment yield ($\text{kg/km}^2/\text{yr}$)	595	*471-582*
200 yr max daily discharge (m^3/s)	1380	1460
200 yr max sediment transported by a single hyperpycnal flow (Mt)	4.4	*18*

Table 8-1 : Comparaison entre les caractéristiques hydro-sédimentaires du Var simulées par Hydrotrend et mesurées ou estimées (Laurent, 1971 ; Mulder et al., 1997a, 1998). Les valeurs moyennes simulées sont calculées à partir des données journalières (sur 500 ans). Les valeurs marquées par * sont des valeurs estimées à partir de l'équation (1) (Figure 8.5 ; Mulder et al., 1997a) définie d'après les données de Laurent (1971) et en utilisant les débits moyens mensuels du Var. Lorsque deux valeurs estimées sont données : pour la première, l'exposant b utilisée est de 1,534, mais pour la deuxième, l'exposant b est élevé à 1,7, majoration servant à compenser le lissage des débits mensuels ; dans les deux cas la valeur de a est fixée à 0,000767. Les valeurs maximales mesurées de débits et de quantité de sédiment transportée par un courant hyperpycnal ont été atteintes pendant la crue du 5 novembre 1994 et le courant hyperpycnal qui l'a suivi.

Les courants hyperpycnaux se déclenchent lorsque, pendant une crue, la concentration en sédiment devient telle que la densité de la charge du fleuve dépasse celle de l'eau de mer (Mulder et Syvitski, 1995; Mulder et al., 2003). Pour le Var, cette concentration minimale (valeur de seuil) est d'environ 40 kg/m^3 . Elle peut toutefois atteindre jusqu'à 44 kg/m^3 en fonction des variations saisonnières de température et de salinité de l'eau de mer. Pendant la période de crue, en automne, elle est de $42,5 \text{ kg/m}^3$ en moyenne (Mulder et al., 1997a, 1998). A partir de l'équation (1) (Figure 8.5), le débit instantané pour lequel ce seuil de concentration est atteint a été défini à $1\,250 \text{ m}^3/\text{s}$ (Mulder et al., 1997a). Ce seuil de déclenchement a été validé par la datation des hyperpycnites déposées sur une terrasse située à la sortie du canyon : l'âge de ces dépôts montre qu'ils sont effectivement associés à des crues historiques dont le débit de pointe (instantané) a dépassé $1\,250 \text{ m}^3/\text{s}$ (Mulder et al., 2001b). La période de retour des crues ayant un débit de pointe supérieur à $1\,250 \text{ m}^3/\text{s}$ est de 3 à 5 ans. Pour des débits journaliers, la période de retour est de 21 ans, ce qui équivaut à une période de retour de crues ayant un débit de pointe de $2\,000 \text{ m}^3/\text{s}$ environ. D'après l'équation (2), définie à partir des données simulées par *Hydrotrend*, le seuil de concentration de 40 kg/m^3 est théoriquement atteint pour des crues dont le débit journalier dépasse $8\,400 \text{ m}^3/\text{s}$ (Figure 8.5). De tels débits n'ont pas été atteints au cours de la période simulée, ni même jamais observés en débit de pointe. Toutefois, en raison de la dispersion des points, le seuil de concentration de 40 kg/m^3 est atteint à trois reprises pendant les 500 ans de la simulation (soit une fois tous les 160 ans) pour des débits journaliers compris entre 830 et $1\,250 \text{ m}^3/\text{s}$ (Figure 8.5), soit des débits équivalents à ceux définis par l'équation (1).

Des courants hyperpycnaux peuvent également se déclencher suite à des processus de reconcentration des sédiments dans la colonne d'eau (Mas, 2009). Ces processus peuvent survenir lorsque les concentrations en sédiments sont supérieures à 5 kg/m^3 (Parsons et al., 2001). Selon l'équation (1), ces concentrations sont atteintes pour des débits supérieurs à $300 \text{ m}^3/\text{s}$. De tels débits sont observés 2,5 fois par an en moyenne pour des débits instantanés (et seulement 1 fois par an pour des débits journaliers ; Mas, 2009). Des courants hyperpycnaux de faible magnitude sont observés dans le canyon du Var avec la même fréquence de 2,5 fois par an (Mas, 2009; Khripounoff et al., 2009, 2012). D'après l'équation (2), des concentrations en sédiment supérieures à 5 kg/m^3 sont théoriquement atteintes pour des débits supérieurs à $950 \text{ m}^3/\text{s}$. Toutefois, lors de la simulation, elles sont atteintes pour des débits bien inférieurs (dès $100 \text{ m}^3/\text{s}$; Figure 8.5) à une fréquence de 1,5 fois par an.

En résumé, les équations décrites ci-dessus permettent de définir le débit à partir duquel est atteint le seuil de concentration en sédiment qu'exige le déclenchement d'un courant hyperpycnal, soit directement (40 kg/m^3), soit à la suite de processus de reconcentration (5 kg/m^3). La période de retour des courants hyperpycnaux est ainsi assimilée à la période de retour des crues ayant de tels débits et qui se calcule à partir de la loi de Gumbel (Figure 8.4). Les débits nécessaires au déclenchement d'un courant hyperpycnal, définis à partir de l'équation (1) (données : mesures instantanées, 26 points), sont similaires à ceux qui prévalent lorsque des courants hyperpycnaux sont réellement observés (entre 300 et $1250 \text{ m}^3/\text{s}$; Mulder et al., 1998, 2001b; Mas, 2009; Khripounoff et al., 2009, 2012). Les débits nécessaires au déclenchement d'un courant hyperpycnal, définis à partir de l'équation

(2) (données simulées, 180 000 points), sont très largement supérieures (entre 950 et 8 700 m³/s), et supposent une activité hyperpycnale théorique du Var très faible (un évènement tous les dix ans, et uniquement généré par des processus de reconcentration). Les données simulées étant des moyennes journalières, l'activité hyperpycnale décrite par la simulation ne concerne que les courants hyperpycnaux dont la durée de vie est d'au moins une journée. S'il est normal que la période de retour de tels courants soit supérieure à celle de courants ayant une durée de vie de quelques minutes à quelques heures, les débits nécessaires à leur déclenchement ne devraient pas être différents de ceux calculés à partir des données instantanées. La raison avancée pour expliquer la différence entre les seuils de débits estimés à partir des mesures instantanées et des données journalières simulées est la sous-estimation des concentrations en sédiment pendant les crues intrinsèque à l'utilisation de données journalières (Mulder et al., 1997a). Enfin, il convient de noter que l'équation (2), définie à partir des données simulées (180 000 points), ne traduit que la relation moyenne entre le débit et la concentration en sédiment ; ce qui ne rend pas compte de la dispersion réelle des points ($r^2 = 0,4$; Figure 8.5). Ainsi, il n'est pas justifié, ici, d'utiliser cette équation, d'autant que le modèle permet d'accéder directement aux concentrations en sédiments journalières. Les statistiques de concentrations en sédiment journalières simulées montrent des périodes de retour des courants hyperpycnaux assez proches de celles déterminées par l'équation (1), puisque des courants hyperpycnaux peuvent se déclencher 1,5 fois par an par processus de reconcentration. Toutefois, l'interprétation des variations de l'activité hyperpycnale telles qu'elles sont simulées ici se limitera à leur aspect qualitatif et non quantitatif.

B. Les entrées du modèle

1. Les statistiques climatiques

Les statistiques mensuelles de températures et de précipitations pour le DMG (Dernier Maximum Glaciaire) ont été définies à partir des données du modèle *Community Climate Model 1* (CCM1) (Kutzbach et al., 1998) et à partir de reconstitutions paléoclimatiques d'après des relevés polliniques effectués à proximité du bassin versant (Ortu et al., 2008). Les statistiques climatiques des autres périodes ont été interpolées (ou extrapolées) à partir des statistiques climatiques du DMG et actuelles en utilisant la courbe d'évolution des températures marines de surface (SST) en Méditerranée (Cacho et al., 1999, 2001; Martrat et al., 2004). Il est généralement admis que les températures et les précipitations ont évolué de pair depuis la dernière période glaciaire (Allen et al., 1999; Combourieu Nebout et al., 2002; Moreno et al., 2004; Fletcher et al., 2010), c'est pourquoi la courbe de SST a également été utilisée pour l'interpolation des statistiques de précipitations. Pour l'intervalle de temps entre le DMG et l'actuel, les données extrapolées ont été validées par comparaison avec les reconstitutions climatiques issues de relevés palynologiques à proximité du bassin versant (Ortu et al., 2008). L'évolution sur 50 000 ans des températures et des précipitations annuelles, simulée par *Hydrotrend* à partir de ces statistiques, est présentée dans la Figure 8.6.

2. La taille des glaciers

Les variations (amplitude et timing) de l'ELA (Equilibrium-Line Altitude) ont été définies à partir de la synthèse de l'évolution des glaciers alpins présentée dans le Chapitre 3. L'ELA permet, avec l'hypsométrie du bassin versant, de calculer la taille et le volume des glaciers. Pour le DMG, la taille des glaciers simulée est équivalente à celle reconstituée à partir des données géomorphologiques (Soutadé et al., 1987; Julian, 1977), c'est-à-dire environ 17 % de l'aire du bassin versant ($\approx 500 \text{ km}^2$; Jorry et al., 2011). Le volume de glace correspondant, calculé par *Hydrotrend*, est de $1,8 \cdot 10^{11} \text{ km}^3$ (Figure 8.6). L'élévation de l'ELA pour simuler le retrait des glaciers de leur position d'extension maximale du DMG démarre progressivement à partir de 21 ka et se poursuit jusqu'à 16 ka, à raison de 8 cm par an. La phase d'avancée des glaciers précédant le DMG est simulée entre 32 et 28 ka (Ivy-Ochs et al., 2008), l'abaissement de l'ELA a été fixé à 2 cm par an environ. Après le DMG, des trois stades tardiglaciaires d'abaissement de l'ELA qui ont été simulés (stades de Gschnitz, d'Egesen et de Kartell), seul le premier, entre 16 et 15 ka (stade de Gschnitz), génère une augmentation significative de la taille des glaciers (Figure 8.6). Pour le MIS3 (avant 32 ka), aucun élément ne permet de définir précisément la position de l'ELA, encore moins son évolution ; la seule certitude est que les glaciers avaient une taille inférieure à celle atteinte au MIS2 (Ivy-Ochs et al., 2008). Toutefois, les résultats du traçage des sources sédimentaires présentés dans le Chapitre 7 indiquent que les glaciers étaient bien présents dans le bassin versant et avaient une taille suffisante pour avoir un impact sur le budget sédimentaire. De plus, leur taille était vraisemblablement supérieure à celle atteinte pendant les stades du Tardiglaciaire. Par conséquent, l'ELA au MIS3 a été fixée pour obtenir une taille des glaciers intermédiaire entre celle du DMG et celle du stade de Gschnitz. La même ELA ayant été utilisée pour l'ensemble de la période, aucune variation de la taille des glaciers portant sur les cycles de Dansgaard-Oeschger n'a été simulée.

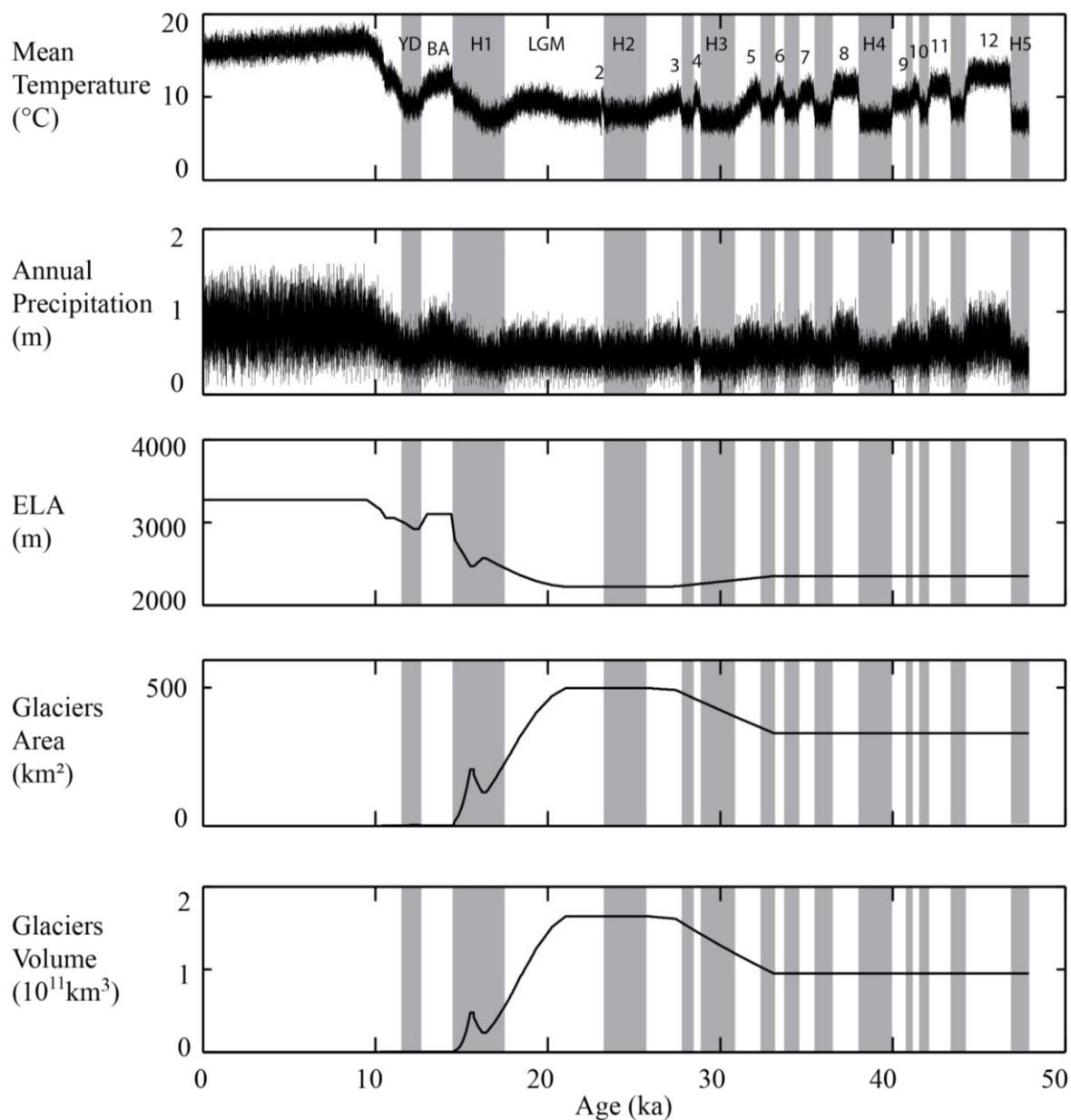


Figure 8.6 : Synthèse des paramètres climatiques annuels en entrée du modèle. Les périodes marquées par des bandes grises correspondent aux stades froids (stades et Heinrich stadials, H1 à H5) des cycles climatiques millénaires de Dansgaard-Oeschger, les insterstades, eux, sont identifiés par les numéros 1 à 12; LGM=DMG ; BA= Bølling-Allerød ; YD=Dryas Récent.

C. Impact des variations climatiques sur le débit du Var

Les résultats de la simulation du modèle hydrologique sont présentés dans la Figure 8.7. Les débits totaux simulés (Q_{tot}) sont fonction de la quantité d'eau qui rentre dans le système, c'est à dire du cumul des précipitations, indépendamment de leur nature (pluie ou neige). Sur toute la période simulée, les débits totaux sont plus importants pendant l'Holocène, période au cours de laquelle les précipitations sont également les plus importantes. Le débit moyen du Var augmente de 60 % environ entre le DMG et l'Holocène. Au cours des cycles de Dansgaard-Oeschger, les débits totaux sont, en moyenne, 30% supérieurs pendant les insterstades humides que lors des stades arides.

La répartition des débits sous forme de glace (Q_{ice}), de neige (Q_{nival}) et de pluie (Q_{rain} ; Figure 8.7) dans le modèle de balance hydrologique, est fonction des températures et de la taille des glaciers ; elle va conditionner la saisonnalité des débits, et donc le régime du fleuve (Figure 8.8).

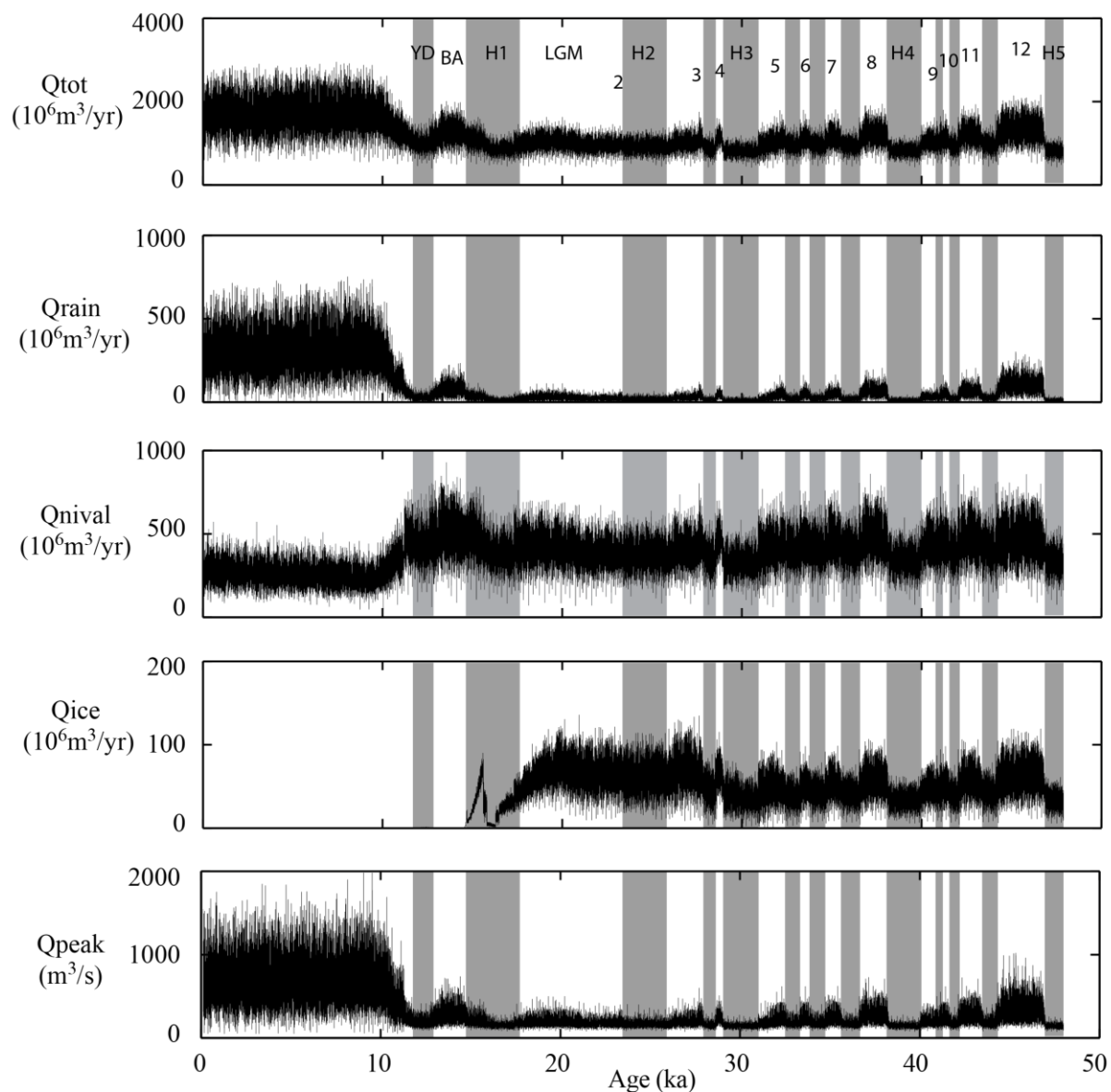


Figure 8.7 : Données statistiques des débits simulés à partir du modèle de balance hydrologique. Les débits totaux (Q_{tot}) sont divisés, en fonction de leur origine, entre les débits liés à la pluie (précipitations liquides ; Q_{rain}), les débits liés à la fonte de la neige (précipitations neigeuses ; Q_{nival}) et les débits liés à la fonte de la glace (issus du bilan entre la quantité de précipitations tombées sur les glaciers et l'évolution de la taille des glaciers : ablation ou accréation ; Q_{ice}). Débits journaliers maximums atteints par année (crues annuelles) : Q_{peak} . Les périodes marquées par des bandes grises correspondent aux stades froids (stades et Heinrich stadials, H1 à H5) des cycles climatiques millénaires de Dansgaard-Oeschger, les insterstades, eux, sont identifiés par les numéros 1 à 12; LGM=DMG; BA= Bølling-Allerød ; YD=Dryas Récent.

1. Comportement hydrologique du Var en contexte glaciaire

1.1. Le régime du fleuve en contexte glaciaire

Pendant la période glaciaire, le modèle suggère qu'en majeure partie, les précipitations dans le bassin versant ont lieu sous forme de neige (Figure 8.7). Le Var adopte alors un régime glacio-nival (Figure 8.8). En automne et en hiver, les débits sont très bas (période d'étiage), les précipitations étant stockées sous forme de glace et de neige. Une seule période de crue est observée (contre deux actuellement, une en automne et au printemps ; régime pluvio-nival) : elle a lieu au printemps (de mai à juin), lorsque avec l'augmentation des températures, l'eau stockée sous forme de neige et de glace est libérée (Figure 8.8).

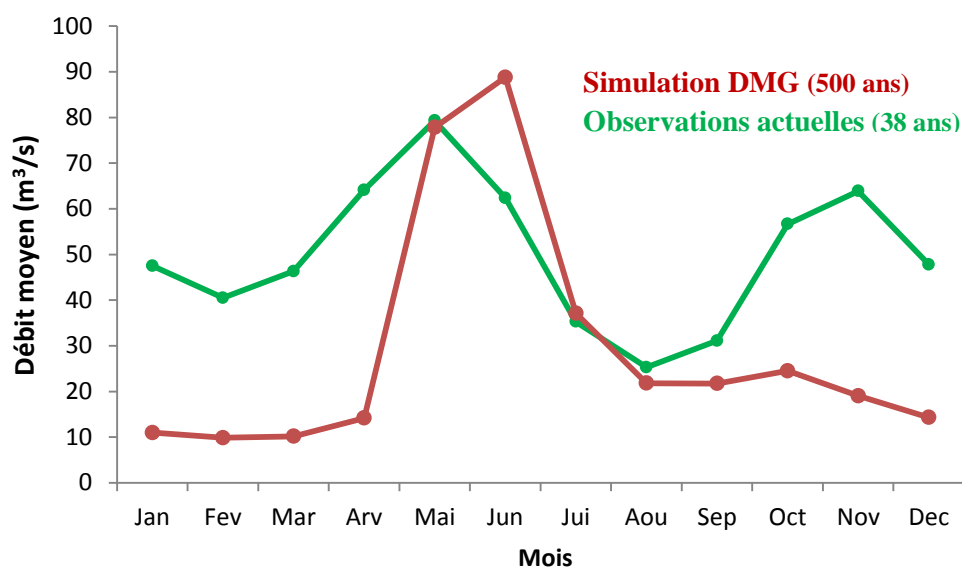


Figure 8.8 : Comparaison entre les débits mensuels du Var simulés pour le DMG (en rouge) et les débits mensuels observés actuellement (en vert). Au DMG, le Var a un régime glacio-nival : son débit est alors contrôlé par le stockage en automne et en hiver des précipitations sous forme de glace et de neige (période d'étiage), puis par leur libération, au printemps, de mai à juin (période de crues).

1.2. Les apports d'eau de fonte par les glaciers et considérations pour l'évolution de la taille des glaciers

Les débits maximums liés à la fonte des glaciers sont observés lors du maximum d'extension des glaciers (entre 28 et 21 ka ; Figure 8.9). Les débits liés à la fonte de la glace correspondent au bilan entre la quantité de précipitations tombées sur les glaciers et l'évolution de la taille des glaciers (ablation ou accrétion) contrôlée par les variations de l'ELA. Contrairement à ce qui a été simulé pour le Pô et le Rhône (Kettner et Syvitski, 2008b, 2009), les débits du Var liés à la fonte des glaciers n'augmentent pas significativement au moment du retrait des glaciers, entre 21 et 16 ka. Au début (entre 21 et 19 ka), ils se maintiennent à des valeurs équivalentes à celles observées avant 21 ka, puis, à partir de 19 ka, diminuent de pair avec la réduction des glaciers. De même, il n'est pas observé de diminution des débits au moment de la croissance des glaciers, entre 32 et 28 ka (Figure 8.9).

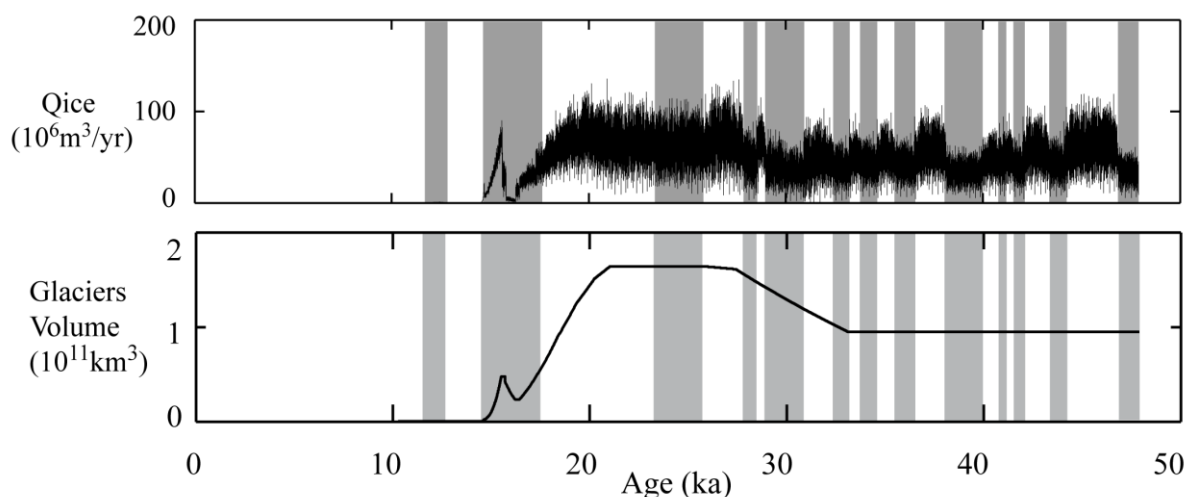


Figure 8.9 : Comparaison entre l'évolution des débits liés à la fonte de la glace et l'évolution de la taille des glaciers. Les périodes marquées par des bandes grises correspondent aux stades froids (stades et Heinrich stadials, H1 à H4) des cycles climatiques millénaires de Dansgaard-Oeschger, les interstades, eux, sont identifiés par les numéros 1 à 12 ; LGM=DMG; BA= Bølling-Allerød; YD=Dryas Récent.

La différence entre la simulation menée pour le Pô et le Rhône (Kettner et Syvitski, 2008b) et celle effectuée pour le Var résulte de la vitesse de recul des glaciers. Pour la simulation du Pô et du Rhône, l'évolution de l'ELA est calquée sur la courbe de $\delta^{18}\text{O}$ de NGRIP, ce qui entraîne une évolution chaotique de la taille des glaciers. Au cours de la déglaciation : les glaciers alternent entre plusieurs phases de reculs et de ré-avancées rapides. Des impulsions d'eau de fonte (*Meltwater pulses*) sont observés pour chaque recul rapide et engendrent des pics de débit à l'embouchure du fleuve, accompagnés de flux sédimentaires importants (Kettner et Syvitski, 2008b, 2009). Pendant les phases d'avancées, les débits liés à la fonte des glaciers sont très faibles, indiquant qu'une grande partie des précipitations capturées par les glaciers n'est pas restituée pour permettre leur croissance d'une année sur l'autre (Kettner et Syvitski, 2008b, 2009).

Dans le cas du Var, la remontée de l'ELA pendant la déglaciation est de même amplitude que celle utilisée pour le Pô et le Rhône (Kettner et Syvitski, 2008b, 2009), mais elle est continue et progressive. Cette reconstitution est basée sur des observations de terrain (présentées dans le Chapitre 3). Ces données ne permettent pas d'accéder à la vitesse de la remontée de l'ELA. Toutefois, dans la partie occidentale des Alpes, après que les glaciers aient quitté leur position d'extension maximale du DMG (28-20 ka), aucune phase de ré-avancée des glaciers n'apparaît jusqu'à 16 ka, ce qui laisse présumer que le retrait des glaciers s'est produit de manière assez continue (Reitner, 2005, 2007; Ivy-Ochs et al., 2006b, 2008). Enfin, puisqu'il ne provoque pas d'impulsion d'eau de fonte, le retrait des glaciers tel qu'il est simulé pour le Var, correspond plutôt à une diminution lente du stock de glace, en équilibre avec les précipitations. Ce scénario correspond à celui proposé pour expliquer le retrait précoce des glaciers à la fin du DMG ayant pour origine l'augmentation progressive des températures estivales suite à l'augmentation de l'insolation estivale et du CO_2 atmosphérique (Denton et al., 2006; Schaefer et al., 2006 ; voir aussi Shakun et al., 2012). Cela souligne

avant tout que le retrait des glaciers n'a pas suivi le même schéma que l'évolution des températures mesurées au Groenland (Schaefer et al., 2006; Denton et al., 2006).

Dans le scénario d'évolution de l'ELA utilisé pour la simulation du Pô (Kettner et Syvitski, 2008a), qui se base sur l'évolution des températures au Groenland (i.e. courbe de $\delta^{18}\text{O}$ de NGRIP), les glaciers subissent de nombreuses phases de recul liées à des élévations rapides de l'ELA (plusieurs dizaines de cm par an) entrecoupées de phases de ré-avancées. Les variations rapides de l'ELA engendrent un déséquilibre des glaciers. Les impulsions d'eau de fonte correspondent alors au rééquilibrage rapide de la taille des glaciers (diminution) face à ce forçage. De même, les phases d'augmentation rapide de la taille des glaciers, simulées dans des conditions trop arides, impliquant la séquestration d'une plus grande proportion des précipitations capturées par l'aire englacée, se traduisent par une diminution importante des débits de fonte.

2. Comportement hydrologique du Var à travers les cycles de Dansgaard-Oeschger

L'ELA étant fixe entre 50 et 32 ka dans les conditions en entrée du modèle, le scénario utilisé pour la simulation ne comprend pas de variations de la taille des glaciers au cours des cycles de Dansgaard-Oeschger. Les précipitations capturées par l'aire englacée, qui excèdent les apports nécessaires pour maintenir la taille du glacier, sont évacuées sous forme de débits liés à la fonte des glaciers (*Q_{ice}* ; Figure 8.9). Les débits de fonte pendant les interstades humides sont supérieurs à ceux observés pendant les stades et les Heinrich stadials. Ceci indique que les apports en glaces excédentaires sont plus importants pendant les interstades. Cette information suggère que les interstades chauds et humides des cyclicités de Dansgaard-Oeschger seraient plus propices à l'avancée des glaciers. Cette déduction est corroborée par l'augmentation des débits liés à la fonte des neiges pendant les interstades, par rapport aux stades, mettant en évidence que le couvert neigeux était plus important, alors même que les températures sont plus élevées (Figure 8.7). De même, pendant la phase d'avancée des glaciers entre 32 et 28 ka, les débits liés à la fonte de la glace sont plus élevés pendant les interstades 3 et 4 que pendant le reste de la période (Figure 8.9), indiquant que ces deux périodes plus chaudes et plus humides sont plus propices à l'avancée des glaciers. Cette information est à mettre en parallèle avec les récentes études qui proposent que l'avancée des glaciers au début du DMG serait liée, en partie, aux conditions humides de ces deux interstades (Florineth et Schlüchter, 2000; Monegato et al., 2007; Dominguez-Villar et al., 2013).

3. Impact des variations climatiques sur la fréquence et la magnitude des crues du Var

Les débits journaliers maximum (crues annuelles) atteints chaque année sur la période simulée (0-50 ka) varient de $100 \text{ m}^3/\text{s}$ à $2\,000 \text{ m}^3/\text{s}$ (Figure 8.7 ; *Q_{peak}* : débits journaliers maximum). Les crues simulées au cours de l'Holocène ont des débits largement supérieurs à ceux observés pour les autres périodes. En outre, ces crues sont clairement liées aux débits engendrés par de fortes pluies et témoignent du caractère torrentiel du Var à cette époque. Pour les autres périodes, les débits de crue varient peu d'une année à l'autre, ils sont plutôt liés à la fonte des neiges et des glaciers pendant le dégel et témoignent du régime glacio-nival

du Var (Figure 8.7). Le débit des crues ne dépasse pas $700 \text{ m}^3/\text{s}$ pendant les interstades, $400 \text{ m}^3/\text{s}$ pendant le DMG et les stades et $300 \text{ m}^3/\text{s}$ pendant les Heinrich stadials.

Les débits journaliers du Var ont été simulés sur 500 ans pour cinq périodes climatiques : la période actuelle, le DMG, le Stade 8, et l'Interstade 8 qui le précède, ainsi que l'Heinrich stadial 4. Ces simulations ont permis de calculer les périodes de retour des crues pour chacune de ces périodes climatiques (Figure 8.10). A titre d'exemple, la période de retour d'une crue avec un débit journalier de $200 \text{ m}^3/\text{s}$ est seulement de 1 an pour la période actuelle, de 1,5 ans pour l'Interstade 8, de 6 ans pour le Stade 8 et le DMG, mais de 70 ans pour l'Heinrich stadial 4. Autre exemple : les crues centennales (ayant une période de retour de 100 ans) atteignent des débits journaliers de $1\,300 \text{ m}^3/\text{s}$ (équivalent à ≈ 20 fois le débit moyen du Var ; Figure 8.11) pour la période actuelle, de $530 \text{ m}^3/\text{s}$ (12 fois le débit moyen du Var) pour l'Interstade 8, de $310 \text{ m}^3/\text{s}$ (8 fois le débit moyen du Var) pour le DMG, de $290 \text{ m}^3/\text{s}$ (8 fois le débit moyen du Var) pour le Stade 8 et de seulement $210 \text{ m}^3/\text{s}$ (7 fois le débit moyen du Var) pour l'Heinrich stadial 4.

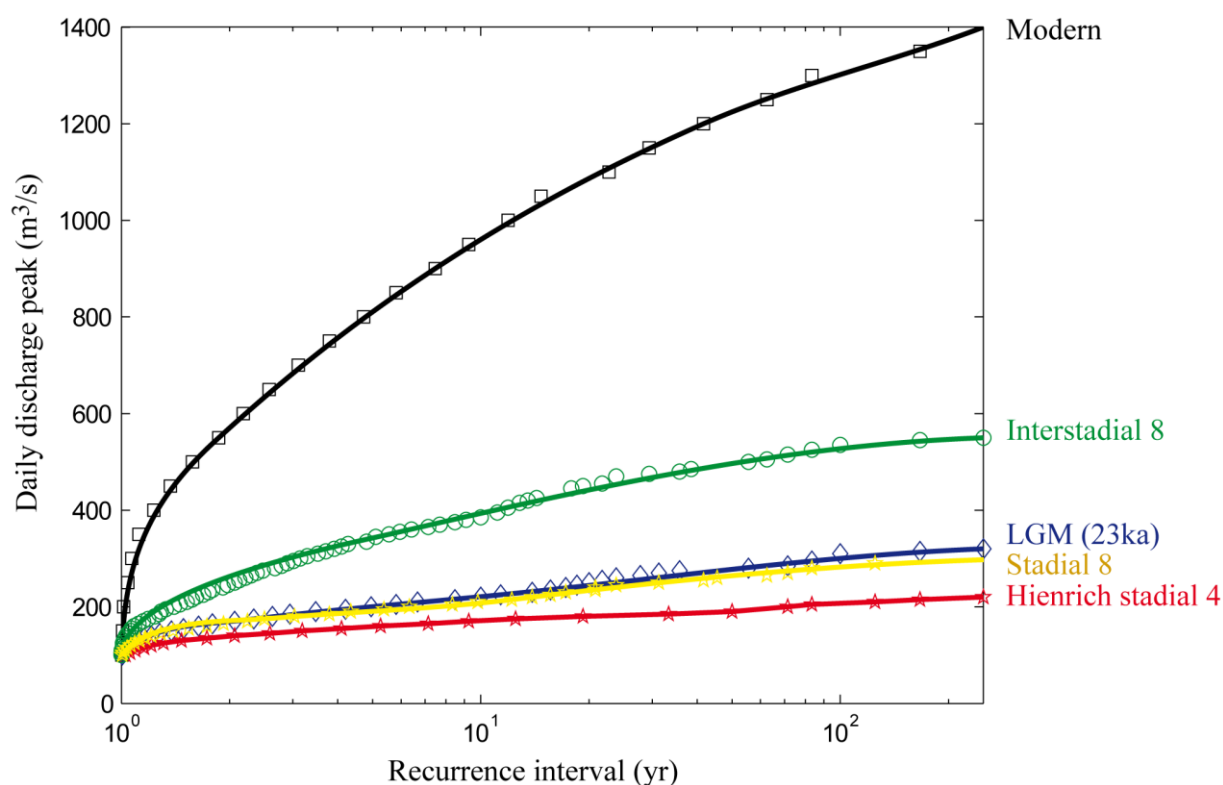


Figure 8.10 : Période de retour des crues du Var pour 5 périodes clés testées (simulations sur une durée de 500 ans) : période actuelle (Modern), Dernier Maximum Glaciaire (LGM), Stade 8 (Stadial 8, qui suit l'Interstade 8), Interstade 8 (Interstadial 8) et l'Heinrich stadial 4.

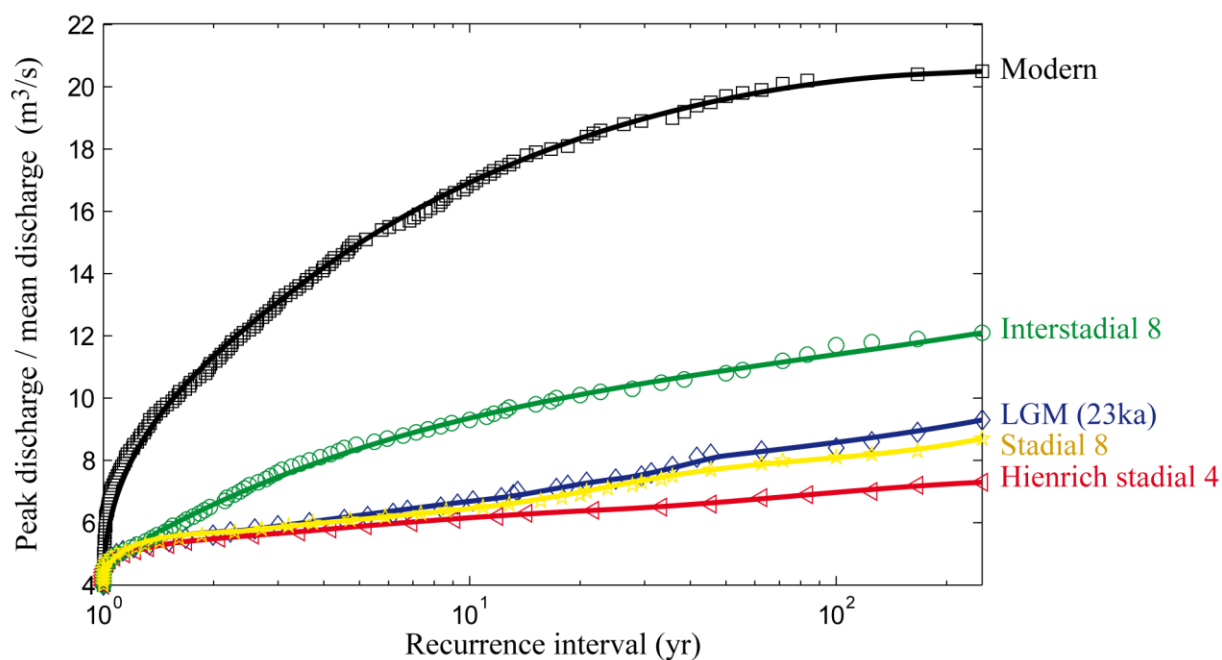


Figure 8.11 : Périodes de retour des crues (débits des crues rapportés aux débits moyens) du Var pour 5 périodes clés testées (simulations sur une durée de 500 ans) : période actuelle (Modern), Dernier Maximum Glaciaire (LGM), Stade 8 (Stadial 8, qui suit l'Interstade 8), Interstade 8 (Interstadial 8) et l'Heinrich stadial 4.

D. Impact des variations climatiques sur la charge sédimentaire du Var

Les résultats de la simulation des flux sédimentaires (Q_s) et de la concentration (C_s) en sédiment sont présentés dans la Figure 8.12. Les flux sédimentaires se séparent en deux composantes : les flux liés à l'érosion par les glaciers (*glaciated area*) et les flux liés à l'érosion dans le reste de l'aire de drainage (*glacier-free area*). L'évolution des flux sédimentaires moyens pour chacune de ces deux composantes est décrite dans la Figure 8.13.

Les taux d'érosion par les glaciers simulés sont compris entre 1,9 et 2,2 mm/an. Ces taux sont deux fois supérieurs à ceux mesurés pour les glaciers suisses (1 mm/an Hallet et al., 1996), mais ils sont équivalents à ceux proposés pour les glaciers du Würm dans le bassin versant du Var (1,8 mm/an ; Darnault et al., 2012).

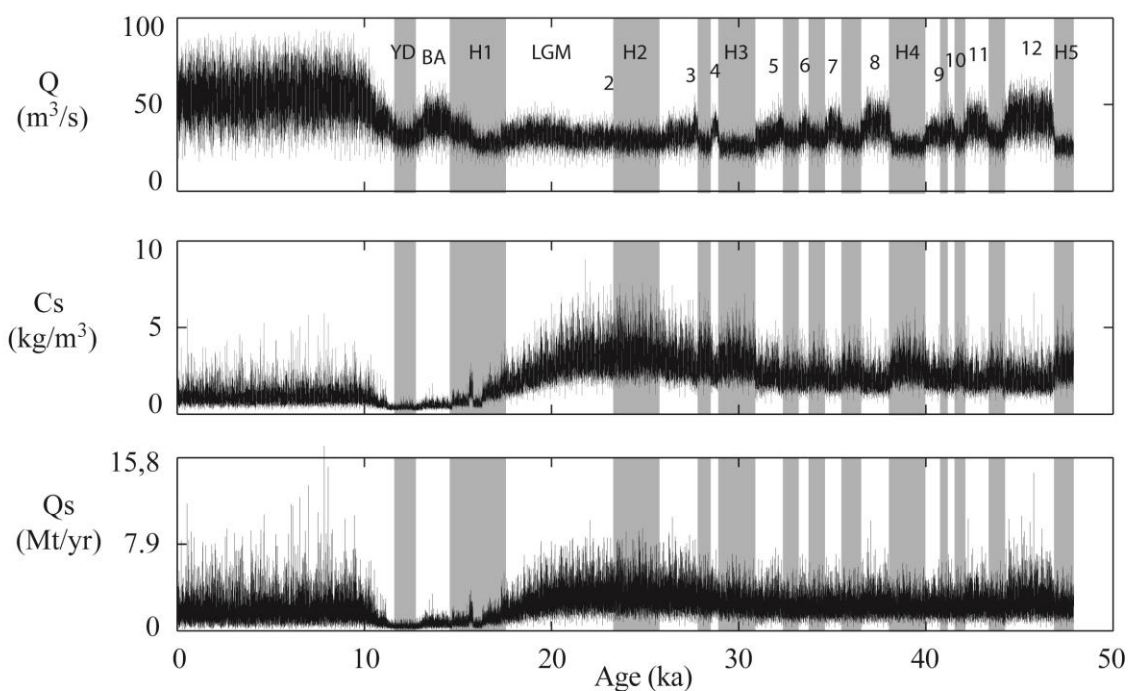


Figure 8.12 : Débits (Q), concentrations en sédiments (C_s) et flux sédimentaires (Q_s) annuels du Var simulés par Hydrotrend. Les périodes marquées par des bandes grises verticales correspondent aux stades froids (stades et Heinrich stadials) des cycles climatiques millénaires de Dansgaard-Oeschger, les interstades, eux, sont identifiés par les numéros 1 à 12; LGM=DMG; BA= Bølling-Allerød; YD=Dryas Récent.

Les flux sédimentaires les plus élevés sont observés pendant le DMG, où, en moyenne, ils sont d'environ 3,2 Mt/an (ou 1 100 t/km²/an ; Table 8-2), soit près de deux fois supérieur à ceux produits pendant l'Holocène (1,68 Mt/an ou 590 t/km²/an) et à ceux mesurés actuellement (1,63 Mt/an ; Mulder et al., 1997a). Au DMG, 87 % (2,8 Mt) sont issus des apports par les glaciers (Figure 8.13). Entre 30 et 50 ka, les flux sédimentaires sont assez constants, autour de 2,2 Mt/an en moyenne dont environ 80% provenant des glaciers (Figure 8.13). Les flux sédimentaires augmentent légèrement pendant les interstades en raison de l'augmentation des précipitations et des températures qui favorise les apports en sédiments depuis les parties non-englacées du bassin versant (Figure 8.13). Cette augmentation est surtout marquée lors des interstades les plus chauds et les plus humides (Interstades 8, 11 et 12) au cours desquels les flux moyens sont compris entre 2,4 et 2,7 Mt/an, incluant 67 à 76% de sédiments apportés par les glaciers. La taille des glaciers est donc le facteur le plus déterminant dans l'évolution des flux sédimentaires sur la période testée. Les apports en sédiments par les glaciers, lorsqu'ils sont présents, sont trop importants pour que l'impact des changements de température et de précipitations soit réellement significatif sur les flux sédimentaires totaux (Figure 8.12).

L'impact de la température et des précipitations est plus sensible dans l'intervalle entre 16 et 0 ka, alors que les glaciers se sont retirés du bassin versant. Les flux sédimentaires moyens sont faibles (<1 Mt/an) durant la période qui suit le retrait des glaciers et précède l'amélioration climatique de l'Holocène, entre 16 et 11 ka, qu'à l'Holocène (entre 11 et 0 ka ;

1,68 à 2,0 Mt/an). Ils sont particulièrement bas (<0,5 Mt/an) pendant la période froide et aride du Dryas Récent (entre 12,5 et 11,5 ka ; Figure 8.12). Sur l'intervalle 16-0 ka, c'est pendant l'optimum climatique du début de l'Holocène que les flux sédimentaires sont maximums ($\approx 2,0$ Mt/an).

	Q mean (m ³ /s)	Cs mean (kg/m ³)	Qs mean (Mt/yr)	Qs mean (t/km ² /yr)
Modern	51.4	0.50	1.68	570
LGM	30.0	1.64	3.19	1130
Stadial 8	29.4	1.16	2.23	790
Interstadial 8	37.9	0.97	2.40	850
Heinrich 4	25.5	1.40	2.21	780

Table 8-2 : Valeurs moyennes annuelles de débit (Q mean), de flux sédimentaire (Qs mean) et de concentration en sédiment (Cs mean) du Var pour cinq périodes climatiques clés : période actuelle (Modern), Dernier Maximum Glaciaire (LGM), Stade 8 (Stadial 8, qui suit l'Interstade 8), Interstade 8 (Interstadial 8) et l'Heinrich stadial 4 (Heinrich 4).

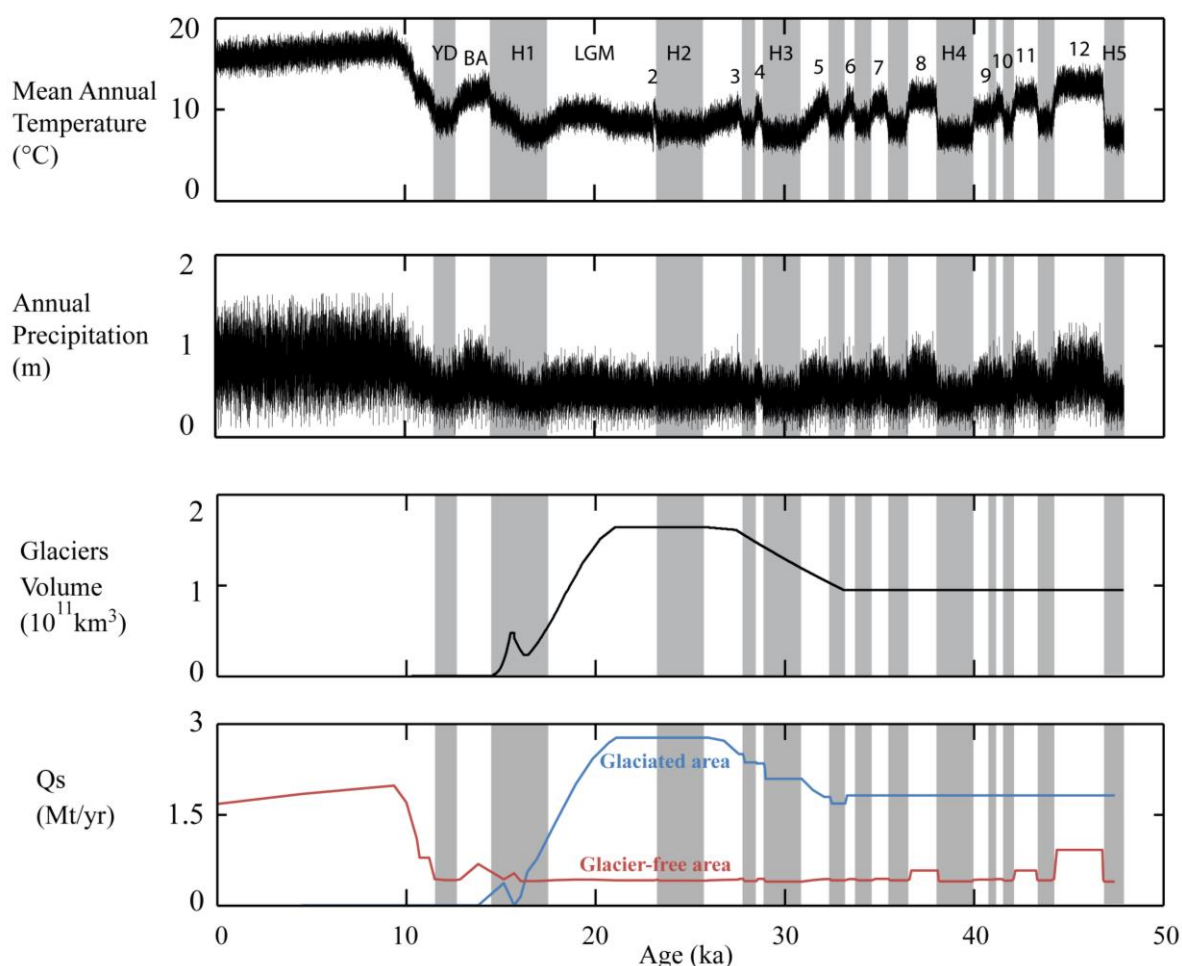


Figure 8.13 : Comparaison entre l'évolution des flux sédimentaires moyens issus de l'érosion par les glaciers (courbe bleu), contrôlés par la taille et la dynamique des glaciers, et des flux sédimentaires moyens issus de l'érosion du reste de l'aire de drainage, principalement contrôlés par les variations de températures et de précipitations (en rouge). Les périodes marquées par des bandes grises correspondent aux stades froids (stades et Heinrich stadials, H1 à H4) des cycles climatiques millénaires de Dansgaard-Oeschger, les interstades, eux, sont identifiés par les numéros 1 à 12; LGM=DMG ; BA= Bølling-Allerød ; YD=Dryas Récent.

La concentration en sédiment (kg/m^3) est calculée par le modèle à partir du rapport entre la charge sédimentaire (kg/s) et le débit (m^3/s). En raison de charges sédimentaires plus élevées, liées à l'érosion par les glaciers, et alors que les débits sont plus faibles, les concentrations en sédiments au DMG ($1,64 \text{ kg/m}^3$; Table 8-2) se révèlent trois fois plus élevées qu'à l'Holocène ($0,5 \text{ kg/m}^3$; Table 8-2; Figure 8.12). Tout comme pour les flux sédimentaires, la taille des glaciers a donc un rôle primordial dans l'évolution des concentrations en sédiments, mais contrairement à ces derniers, les concentrations en sédiments varient significativement au cours des cycles de Dansgaard-Oeschger (Figure 8.12); cela, en réponse aux variations de l'intensité des précipitations. Les concentrations en sédiments sont plus élevées durant les périodes froides et sèches des stades et des Heinrich stadials que lors des interstades chauds et humides (Table 8-2; Figure 8.12). L'augmentation des concentrations en sédiments pendant les stades est due à la diminution des débits (précipitation plus faibles), alors même que la charge sédimentaire reste constante grâce aux apports sédimentaires par les glaciers (Figure 8.12).

E. Impact des variations climatiques sur le transfert des sédiments par les courants hyperpycnaux

L'activité hyperpycnale du Var est liée à son comportement hydro-sédimentaire pendant les crues. Trois paramètres sont à prendre en compte pour définir ce comportement : le débit, la charge sédimentaire et la concentration en sédiment.

1. Evolution du comportement hydro-sédimentaire du Var lors des crues

Comme vu précédemment, les débits de crue sont étroitement corrélés à l'intensité des précipitations et plus particulièrement aux précipitations sous forme de pluie. Les pics annuels de charge (Q_{peak} , Figure 8.14) représentent la quantité maximale de sédiment transportée par une crue, en une journée, pour chaque année simulée. Ces pics sont particulièrement élevés pendant l'Holocène et, dans une moindre mesure, pendant les interstades. Ils reflètent le caractère torrentiel que revêt le Var pendant ces périodes où les précipitations sont les plus intenses. A l'Holocène, la quantité de sédiment transportée par ces crues, en une journée, équivaut généralement à celle de 5 années moyennes. En revanche, pendant le reste des périodes simulées, ces pics ne représentent tout au plus que l'équivalent d'une année moyenne.

Les pics annuels de concentration (concentration journalière maximum atteinte par année; C_{peak} , Figure 8.14) suivent la même variabilité que celle décrite pour les concentrations moyennes en sédiment (C_s , Figure 8.12). Ces pics correspondent aux concentrations en sédiment atteintes pendant les crues. Sur toute la période simulée, les pics annuels de concentration les plus élevés sont observés au cours du DMG, avec en moyenne 25 kg/m^3 , contre 8 kg/m^3 pour la période récente. Entre 30 et 50 ka, ces pics se situent autour de 17 kg/m^3 avec des valeurs plus élevées pendant les stades et les Heinrich stadials (jusqu'à 21 kg/m^3 en moyenne) qu'au cours des interstades (15 kg/m^3 en moyenne). Entre 16 et 11 ka, les pics annuels de concentration sont très faibles, avec 4 kg/m^3 en moyenne.

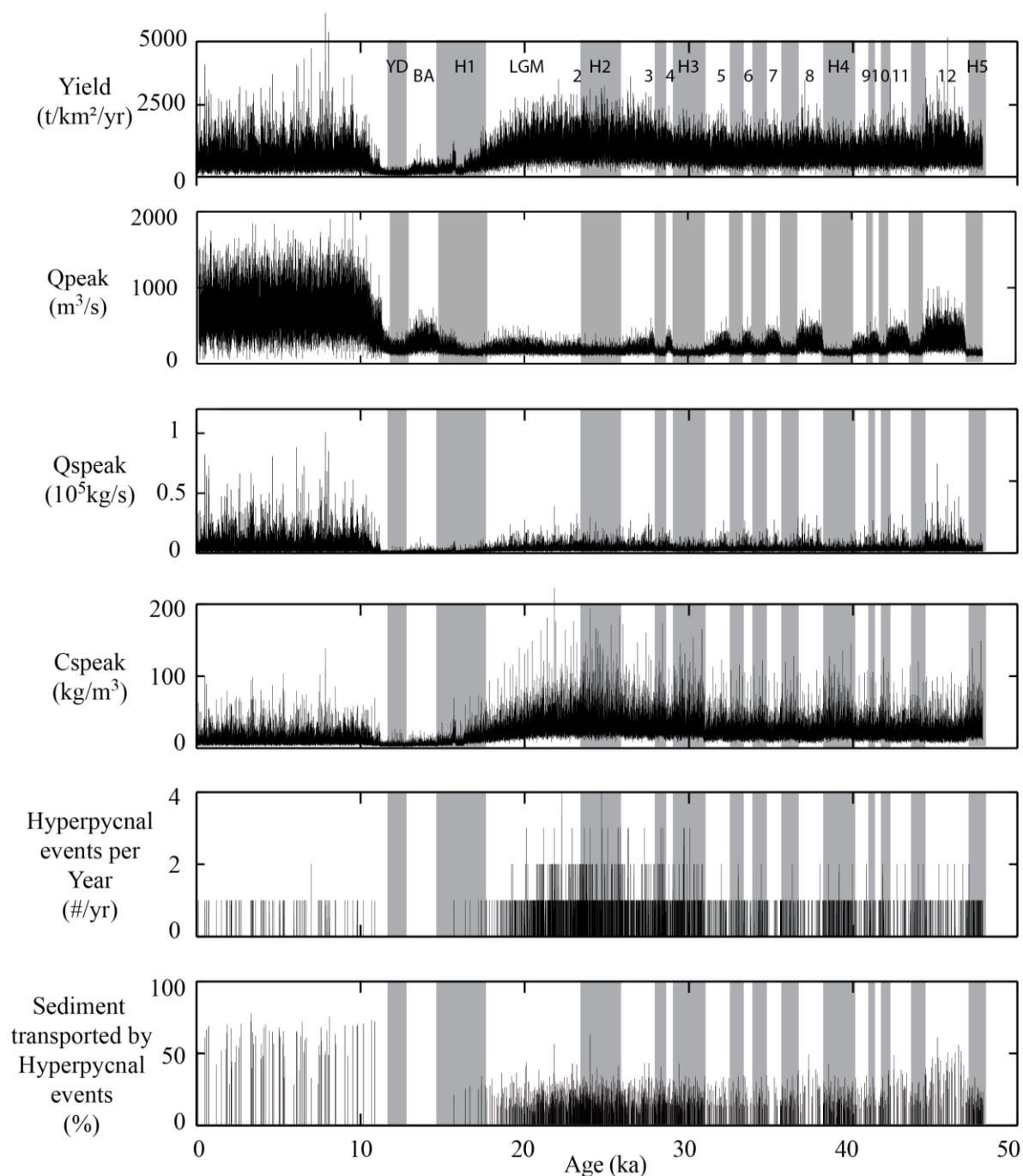


Figure 8.14 : Evolution au cours de la période simulée (0-50 ka) de différents paramètres relatifs au transport des sédiments pendant les crues et à l'activité hyperpycnale du Var. De haut en bas : Flux sédimentaires spécifiques annuels (Yield) ; Débit maximum journalier, observé par année (Qpeak) ; Charge sédimentaire maximale journalière observée par année (Qspeak) ; Concentration en sédiment maximale journalière observée par année (Cspeak) ; Nombre de courants hyperpycnaux par année ; Proportion des flux sédimentaires transportés dans les courants hyperpycnaux par an. La concentration en sédiment utilisée ici comme seuil de déclenchement des courants hyperpycnaux est de 40 kg/m^3 (concentration en sédiment journalière). Les périodes marquées par des bandes grises correspondent aux stades froids (stades et Heinrich stadials, H1 à H5) des cycles climatiques millénaires de Dansgaard-Oeschger, les interstades, eux, sont identifiés par les numéros 1 à 12; LGM=DMG; BA= Bølling-Allerød ; YD=Dryas Récent.

2. Simulation de l'activité hyperpycnale du Var

2.1. Remarques sur la définition du seuil de déclenchement des courants hyperpycnaux

La concentration utilisée dans cette simulation comme seuil de déclenchement des courants hyperpycnaux est de 40 kg/m^3 . La définition de ce seuil de concentration correspond à des courants hyperpycnaux déclenchés directement, sans l'intervention de processus de reconcentration, et dont la durée équivaut à une journée. Il s'agit donc de courants hyperpycnaux de haute magnitude. A titre de comparaison, la magnitude de ces courants correspond à celle du courant hyperpycnal engendré par la crue de 1994. Il s'agit justement du type de courants hyperpycnaux susceptible d'être à l'origine des dépôts turbiditiques observés sur la Ride Sédimentaire du Var (Piper et Savoye, 1993; Mulder et al., 1998; Bonneau et al., 2014). Il est important de noter que l'évolution de l'activité hyperpycnale, telle qu'elle est définie à partir de ce seuil (40 kg/m^3), est la même que pour les courants hyperpycnaux de plus faible magnitude (5 à 40 kg/m^3) dont les traces, elles, ont peu de chance d'être préservées dans l'archive sédimentaire. Pendant le DMG, les courants hyperpycnaux liés à des concentrations $>40 \text{ kg/m}^3$ sont très fréquents, en moyenne 16 fois plus qu'à l'Holocène et peuvent se déclencher jusqu'à 4 fois par an (Figure 8.14). Pour comparaison, des courants hyperpycnaux de faible magnitude, liés à des concentrations en sédiment comprises entre 5 et 40 kg/m^3 ont lieu en moyenne 6% des jours simulés, soit 24 jours par an, et aussi 24 fois plus qu'à l'Holocène.

2.1. Evolution de l'activité hyperpycnale du Var depuis 50 000 ans

Une courbe de fréquence des courants hyperpycnaux (Figure 8.15) a été générée à partir des simulations de concentration en sédiment, sur le même modèle que les courbes de fréquence turbiditique présentées dans le Chapitre 6 (Figure 6.3). L'activité hyperpycnale répond de la même façon aux changements climatiques que le fait la concentration en sédiments.

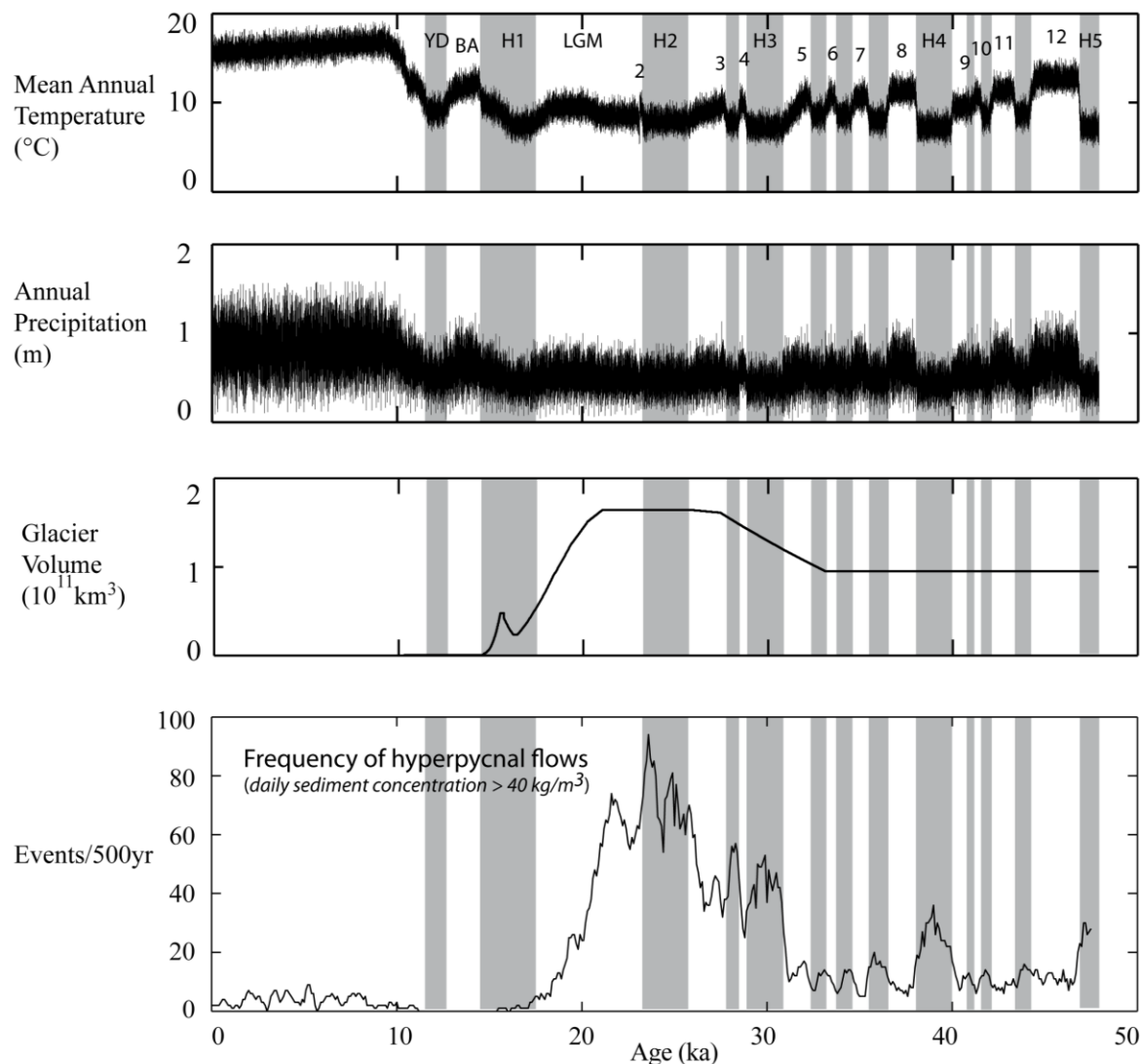


Figure 8.15 : Courbe de fréquence des courants hyperpycnaux simulés sur les derniers 50 000 ans (en bas). La concentration en sédiment utilisée comme seuil de leur déclenchement est de 40 kg/m^3 . Les paramètres climatiques en entrée du modèle (température, précipitations, volume des glaciers) sont également reportés pour comparaison. Les périodes marquées par des bandes grises correspondent aux stades froids (stades et Heinrich stadials, H1 à H5) des cycles climatiques millénaires de Dansgaard-Oeschger, les insterstades, eux, sont identifiés par les numéros 1 à 12; LGM=DMG; BA=Bølling-Allerød; YD=Dryas Récent.

Les relations entre le débit et la concentration en sédiment journaliers pour 5 périodes climatiques clés sont données dans la Figure 8.16. L'évolution de cette relation au travers de ces périodes peut être résumée de la manière suivante : une concentration en sédiment donnée sera atteinte pour des débits croissant selon un ordre qui comprend successivement l'Heinrich stadial 4, le DMG, le Stade 8, l'Interstade 8, et enfin la période actuelle.

Les équations reliant le débit à la concentration ($Cs = aQs^b$; Figure 8.16) donnent, pour une concentration de 40 kg/m^3 , des débits correspondants de : $870 \text{ m}^3/\text{s}$ pour l'Heinrich 4 ; $970 \text{ m}^3/\text{s}$ pour le DMG ; $1\,288 \text{ m}^3/\text{s}$ pour le Stade 8 ; $2\,526 \text{ m}^3/\text{s}$ pour l'Interstade 8 ; et $8\,400 \text{ m}^3/\text{s}$ pour la période actuelle. Comme montré au début de ce chapitre (paragraphe A.3), les seuils de débit définis à partir de ces équations sont largement surestimés, puisqu'aucun de

ces débits ne sont atteints pendant les périodes auxquelles ils sont rattachés. En d'autres termes, selon ces équations, le Var ne pourrait pas produire de courants hyperpycnaux pendant la période simulée (0-50 ka). Or, en réalité, la simulation génère des courants hyperpycnaux avec une période de retour de 9,8 ans pour le DMG, 20 ans pour l'Heinrich 4, 35 ans pour le Stade 8, 50 ans pour l'Interstade 8 et 160 ans pour la période actuelle (Figure 8.17). De plus, pendant la période glaciaire, le débit des crues à l'origine des courants hyperpycnaux ne dépasse que rarement $100 \text{ m}^3/\text{s}$.

Notons que, d'après les relations entre la charge et le débit, l'Heinrich stadial 4 est théoriquement une période plus propice au déclenchement de courants hyperpycnaux que le DMG (Figure 8.16). Toutefois, c'est au DMG que l'activité hyperpycnale est la plus élevée (Figure 8.17), car les débits, très faibles pendant l'Heinrich stadial 4, ne permettent pas d'atteindre, aussi souvent qu'au DMG, le seuil de concentration pour le déclenchement des courants hyperpycnaux.

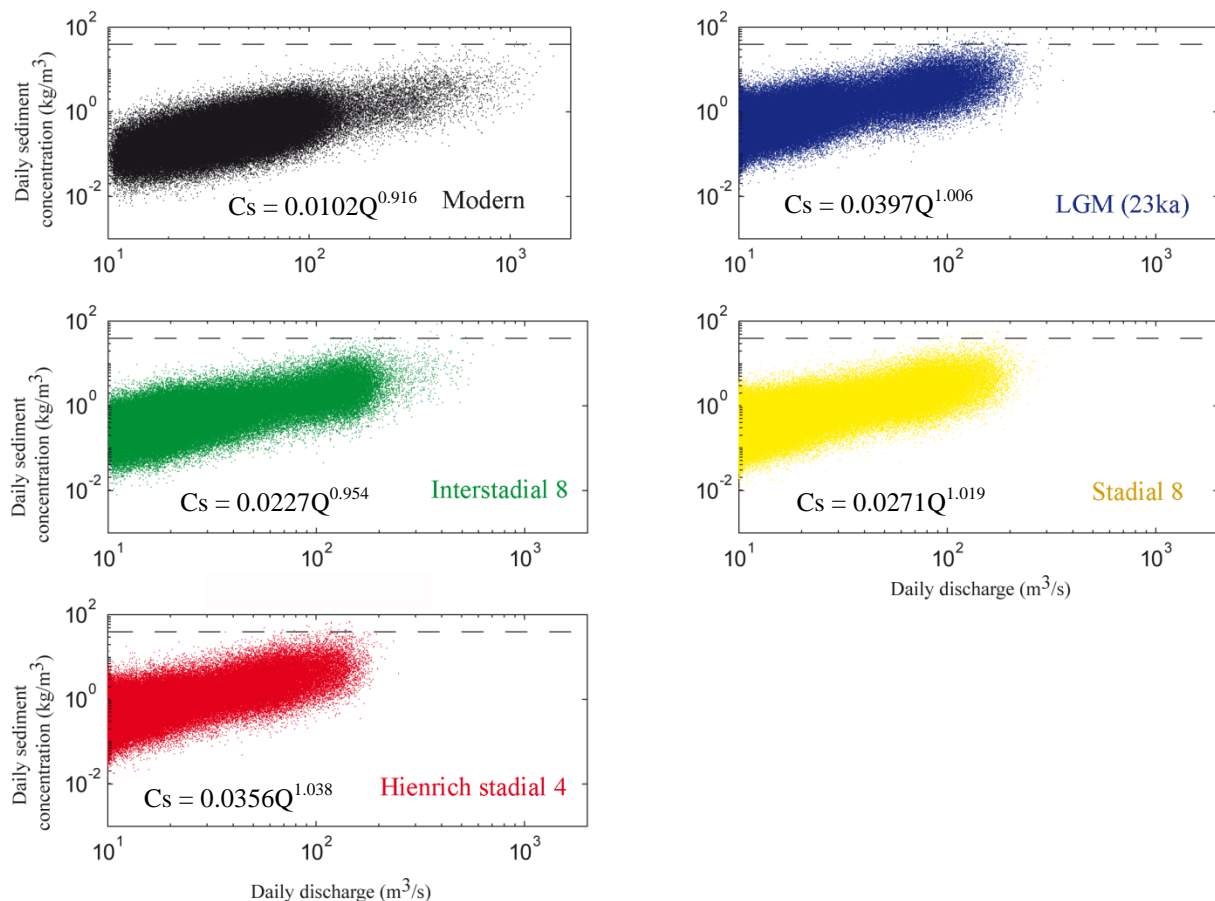


Figure 8.16 : Relations entre débit et concentration journalières en sédiment observées pour cinq périodes simulées (simulations sur 500 ans) : période actuelle (Modern), Dernier Maximum Glaciaire (LGM), Stade 8 (Stadal 8, qui suit l'Interstade 8), Interstade 8 (Interstadial 8) et l'Heinrich stadial 4. L'équation reliant la concentration au débit (équation de Leopold et Madock, 1953) est donnée pour chaque période. De même que pour les Figure 8.14 et Figure 8.15, le seuil de 40 kg/m^3 , représenté par la ligne en pointillé, est utilisé comme seuil de déclenchement des courants hyperpycnaux.

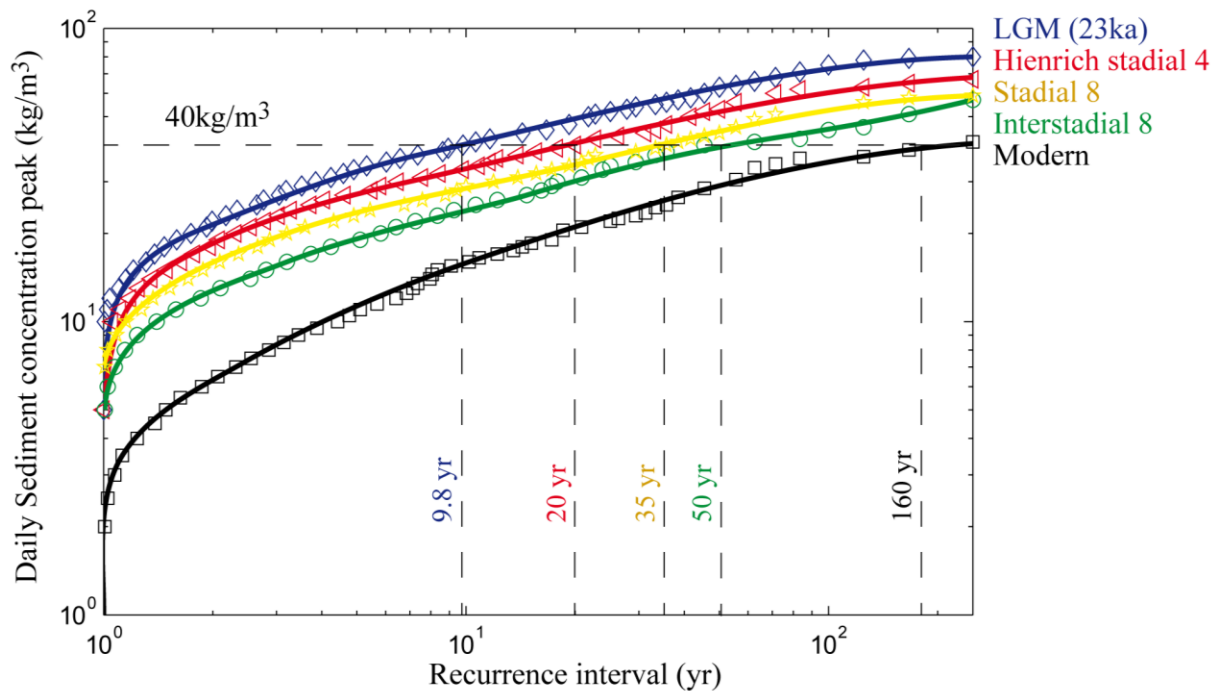


Figure 8.17 : Périodes de retour des pics de concentration en sédiment journalière pour cinq périodes climatiques clés (calculées à partir de simulations sur 500 ans) avec indication, pour chaque époque de la période de retour des courants hyperpycnaux (concentration en sédiment > 40kg/m³). Période actuelle (Modern), Dernier Maximum Glaciaire (LGM), Stade 8 (Stadial 8, qui suit l'Interstade 8), Interstade 8 (Interstadial 8) et l'Heinrich stadial 4.

2.2. Impact des variations climatiques sur l'activité hyperpycnale du Var

2.2.1. Impact de la taille des glaciers sur l'activité hyperpycnale du Var

Le premier facteur contrôlant l'activité hyperpycnale du Var est la taille des glaciers, ou plus précisément, les fortes charges sédimentaires dérivées de l'érosion par ces glaciers (Figure 8.15). L'activité hyperpycnale est élevée pendant la phase d'extension maximale des glaciers au DMG, puis diminue rapidement après 21 ka, à mesure que leur taille décroît. Par la suite, entre 17 et 0 ka, l'activité hyperpycnale du Var est très réduite. Aucun courant hyperpycnal n'est généré par le modèle entre 16 et 11 ka (Figure 8.14 ; Figure 8.15). Au cours de la période comprise entre 50 et 30 ka, la taille des glaciers est plus réduite que lors du DMG et l'activité hyperpycnale est 4 à 5 fois plus faible qu'au DMG mais reste, en moyenne, 2 à 3 fois plus élevée qu'à l'Holocène.

2.2.2. Impact de la pluviométrie sur l'activité hyperpycnale du Var

La pluviométrie a également un impact important sur l'activité hyperpycnale. Cet effet notoire est particulièrement bien marqué à travers les cycles de Dansgaard-Oeschger où des précipitations plus faibles sont associées à une activité hyperpycnale plus élevée pendant les stades et les Heinrich stadials que pendant les interstades. L'activité hyperpycnale est maximale pendant les maximums d'aridité des Heinrich stadials. Lorsque les précipitations sont faibles, la quantité d'eau qui circule dans le système est réduite, de même que le débit du Var. Or, c'est parce que la charge sédimentaire issue de l'érosion des glaciers est constante à

travers les cycles de Dansgaard-Oeschger que la concentration en sédiment augmente avec une diminution des précipitations (Figure 8.15). Ainsi, il est important de noter que, tel que le modèle fonctionne, si les glaciers étaient absents du bassin versant, la relation entre précipitations et activité hyperpycnale serait inversée. Par ailleurs, au cours des cycles de Dansgaard-Oeschger, les flux sédimentaires sont plus importants pendant les interstades alors même que l'activité hyperpycnale est réduite. Par conséquent, cela montre que l'activité hyperpycnale n'est pas forcément indicatrice de l'intensité des flux sédimentaires.

Le second effet de la pluviométrie est son incidence sur la quantité de sédiment transportée par les courants hyperpycnaux. Durant l'Holocène, les années où des courants hyperpycnaux se déclenchent, ces derniers exportent plus de 50% des sédiments délivrés par le Var (Figure 8.14). De plus, la quantité de sédiments transportés par un seul courant peut atteindre jusqu'à 5 fois le flux sédimentaire annuel moyen du Var. Pendant la période glaciaire, la proportion de sédiments transportés par chacun des courants hyperpycnaux est plus faible, de l'ordre de 20 à 30% du flux annuel (Figure 8.14) ; toutefois les courants hyperpycnaux étant plus fréquents, la proportion de sédiment qu'ils exportent est plus grande sur le long terme.

F. Etude comparative données – modèles

En réponse aux objectifs définis au début de ce chapitre, nous allons à présent comparer les résultats du modèle avec ceux obtenus à partir de l'étude des carottes sédimentaires de la Ride Sédimentaire du Var. Le modèle a permis de faire la distinction entre les flux sédimentaires en provenance des zones englacées et ceux provenant des zones non-englacées. Ces résultats seront comparés à ceux obtenus par la reconstitution des sources sédimentaires à partir des données géochimiques, présentée dans le Chapitre 7. L'activité hyperpycnale simulée par le modèle sera ensuite comparée à l'activité turbiditique enregistrée sur la Ride Sédimentaire du Var et qui a été interprétée comme un indicateur de l'activité hyperpycnale du fleuve (Chapitre 6).

1. Les flux sédimentaires dérivés de l'érosion par les glaciers : modélisation et reconstitution par le traçage des sources sédimentaires

Dans la modélisation, les apports en sédiments par les glaciers sont essentiellement fonction de la taille des glaciers. Or, ce paramètre est contraint en entrée du modèle (i.e. altitude de l'ELA) en se basant à la fois sur les données bibliographiques (Chapitre 3) et sur les données géochimiques. Par exemple, les données géochimiques ont permis de montrer que des glaciers étaient présents dans le bassin versant du Var pendant le MIS3. Elles ont également été utilisées pour définir la chronologie de la déglaciation après le DMG. Ainsi, cela aurait peu de sens de comparer l'évolution simulée des apports sédimentaires dérivés de l'érosion par les glaciers à celle déterminée à partir des données géochimiques. C'est pourquoi nous nous intéresserons ici plutôt à l'aspect quantitatif des flux sédimentaires ainsi qu'au rapport entre les flux sédimentaires des zones englacée et non-englacée tels qu'ils sont reconstitués à partir de ces deux méthodes (Figure 8.18). Notons toutefois que le retrait des glaciers tel qu'il est simulé semble démarrer trop tôt, ou trop vite, puisque la diminution des

apports sédimentaires des zones englacées reconstitués par les données géochimique accuse un déphasage d'environ 2 000 ans avec celle simulée par le modèle. Ce déphasage s'observe aussi entre l'activité hyperpycnale simulée et l'activité turbiditique observée sur la Ride Sédimentaire du Var (Figure 8.19).

Dans le Chapitre 7, les flux sédimentaires au DMG ont été estimés à partir des données géochimiques à 3,7 Mt/an à partir du budget des sources sédimentaires. Cette valeur est du même ordre de grandeur que celle calculée par le modèle : 3,2 Mt/an. Dans les deux cas, cela montre que les flux sédimentaires ont été au moins deux fois plus importants au DMG que pour la période actuelle (1,32 à 1,63 Mt/an estimés par Mulder et al., 1997a ; 16,8 Mt/an simulés par le modèle), et que cette différence est contrôlée par l'augmentation des apports en sédiments délivrés par les glaciers pendant le DMG.

Toutefois, entre les flux simulés et ceux reconstitués à partir des données géochimiques, une différence fondamentale existe concernant les flux sédimentaires délivrés par les zones non-englacées (rapportés à l'aire drainée : flux spécifiques). Selon la reconstitution du budget sédimentaire établie à partir des données géochimiques, ces flux sédimentaires seraient au DMG du même ordre de grandeur qu'actuellement ($\approx 500 \text{ kg/km}^2/\text{an}$) ; alors que la simulation les évalue 3 fois moindres qu'actuellement ($170 \text{ kg/km}^2/\text{an}$). Cette différence, bien que moins marquée, apparaît aussi pour le MIS3. Elle vient du fait que les flux sédimentaires simulés par le modèle BQART diminuent lorsque les précipitations et les températures diminuent elles aussi. Cette relation se vérifie à l'échelle mondiale puisqu'elle a été définie empiriquement à partir des données de flux sédimentaires provenant d'un grand nombre de bassins versants à travers le monde (Syvitski et Milliman, 2007). Toutefois, certains auteurs rapportent qu'une aridification et/ou une diminution des températures, notamment en raison de la rétroaction du couvert végétal et des processus périglaciaires conduit à une accélération de l'érosion (e.g. Walling et Webb, 1983, 1996; Fuller et al., 1998; Bauer et al., 1999; Syvitski et al., 2003; Macklin et al., 2012). Selon Molnar et al. (2001), l'aridification entraînerait une augmentation relative de la magnitude des crues (augmentation des débits de pointe par rapport au débit moyen) qui pourrait conduire à une accélération de l'érosion pendant les périodes arides. Toutefois, nous avons montré que les résultats du modèle indiquaient un comportement inverse, où la magnitude relative des crues diminue lorsque le climat devient plus froid et plus aride (Figure 8.11). Le même résultat a été obtenu par Kettner et Syvitski (2009) pour les simulations du Pô et du Rhône.

Il n'existe pas d'analogues actuels des systèmes sédimentaires alpins et/ou méditerranéens glaciaires. En conséquence, le modèle risque de ne pas prendre en compte, ou de sous-estimer, l'effet que pourraient avoir sur l'érosion certaines rétroactions liées au climat glaciaire, comme la densité du couvert végétal et les processus périglaciaires. Ainsi, la simulation minimiserait les flux sédimentaires en provenance des zones non-englacées du bassin versant pendant la période glaciaire.

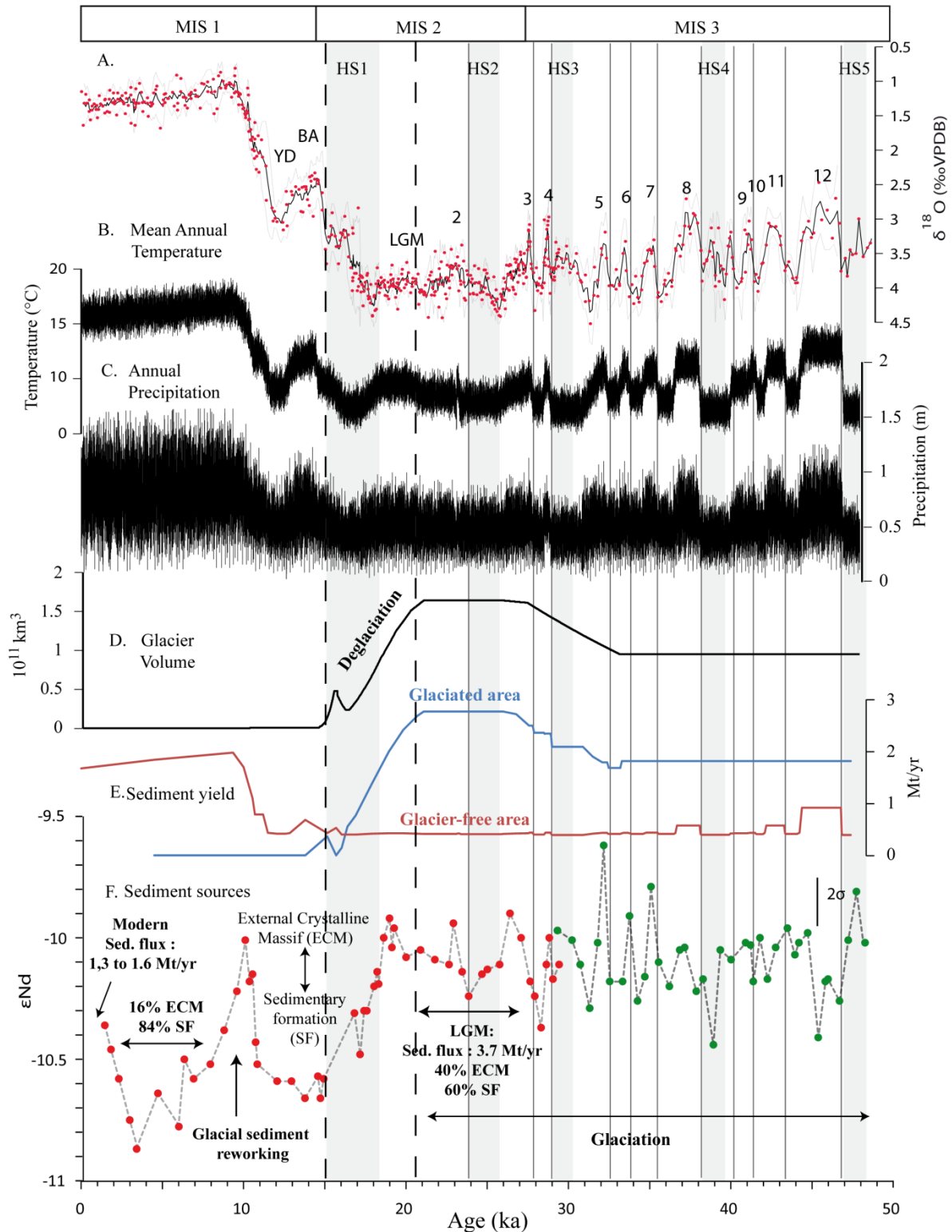


Figure 8.18 : Comparaison entre l'évolution modélisée (E) des flux sédimentaires dérivés de l'érosion par les glaciers simulée par Hydrotrend et celle déterminée à partir des mesures d' ϵNd (F), interprétée comme un indicateur de flux sédimentaires en provenance des zones englacées du bassin versant. Afin de replacer cette étude comparative dans son contexte climatique, sont également représentés : A. La courbe composite du $\delta^{18}O$ de la Ride Sédimentaire du Var ; B. et C. Les paramètres climatiques annuels en entrée du modèle (températures et précipitations) et D. L'évolution de la taille des glaciers en entrée du modèle. LGM: Dernier Maximum Glaciaire; BA: Bølling-Allerød ; YD: Dryas Récent ; HS: Heinrich Stadial.

La reconstitution des sources sédimentaires à partir des données géochimiques a également permis de mettre en évidence qu'une augmentation des flux sédimentaires en provenance des zones englacées a eu lieu au moment du Préboréal, alors que dans le même temps, les glaciers se sont presque totalement retirés du bassin versant. Cette augmentation est interprétée comme une phase de recyclage des sédiments glaciaires et/ou paraglaciacaires stockés en altitude (Figure 8.18). Le modèle n'est pas capable de simuler un tel recyclage, mais certains éléments dans les résultats de la simulation tendent à confirmer cette hypothèse : au moment du Préboréal, le débit du Var augmente rapidement sous l'action combinée de précipitations accrues et des hausses de températures qui engendrent des précipitations plutôt sous forme de pluies et non plus de neige (Figure 8.7), le Var adopte alors un régime pluvionival et un caractère plus torrentiel, tels qu'observés aujourd'hui. Nous suggérons donc, qu'après le retrait des glaciers et avant l'amélioration climatique du Préboréal, la capacité de transport n'ait pas été suffisante pour exporter les sédiments glaciaires stockés en altitude et que ce n'est qu'avec l'augmentation de la magnitude des crues (i.e. augmentation des débits de pointes ; Figure 8.7) au Préboréal que ces sédiments ont enfin pu être exportés.

2. Activité hyperpycnale du Var simulée et activité turbiditique observée sur la Ride Sédimentaire du Var

Nous avons conclu à la fin du Chapitre 6 et de l'article "*Millennial-scale response of a Western Mediterranean river to Late Quaternary climate changes : a view from the deep sea*", que les variations de la fréquence des turbidites observées sur la Ride Sédimentaire du Var étaient contrôlées par les changements de l'activité hyperpycnale du Var, i.e. dans son comportement hydro-sédimentaire, en réponse aux variations climatiques. La principale raison qui a conduit à la réalisation de la modélisation présentée dans ce chapitre a été de vérifier cette hypothèse.

L'évolution de l'activité turbiditique sur la ride est fortement corrélée à celle de l'activité hyperpycnale simulée par le modèle (Figure 8.19). Dans les deux cas, l'activité est maximale pendant la phase d'extension maximale des glaciers (20-28 ka), très faible après le retrait des glaciers (après 16 ka), et suit les cycles de Dansgaard-Oeschger en adoptant le schéma suivant : faible activité pendant les interstades chauds, forte activité pendant les stades froids. La modélisation tend donc à confirmer que l'activité turbiditique sur la Ride est bien contrôlée par l'activité hyperpycnale du Var. Toutefois, l'activité turbiditique observée semble avoir répondu aux cycles de Dansgaard-Oeschger de manière plus franche que l'activité hyperpycnale simulée (Figure 8.19). Comme évoqué précédemment, l'augmentation de l'activité hyperpycnale simulée par le modèle pendant les stades froids et arides est liée à la diminution des débits du Var (i.e. diminution de la capacité de transport) alors que la quantité des sédiments délivrés par les glaciers est maintenue constante à travers les cycles de Dansgaard-Oeschger, augmentant par conséquent la concentration en sédiments transportés par le Var.

Ces résultats montrent que l'augmentation de l'activité turbiditique sur la Ride (i.e. de l'activité hyperpycnale) n'est pas forcément le reflet d'une augmentation des flux sédimentaires. Toutefois, sans glaciers présents dans le bassin versant pendant le MIS3,

l'activité hyperpycnale aurait au contraire tendance à diminuer pendant les stades et les Heinrich stadials. Si ce résultat renforce bien l'idée que les glaciers étaient effectivement présents dans le bassin versant à cette époque, il est contradictoire avec les phases d'aggradation/incision observées dans de nombreux bassins versants sur le pourtour méditerranéen (Fuller et al., 1998; Macklin et al., 2012), ces phases étant le reflet de l'évolution du rapport entre la quantité de sédiment disponible et la capacité de transport du fleuve. Ces bassins versants, qu'ils soient englacés ou non, montrent des phases d'aggradation pendant les périodes froides et sèches des stades et des Heinrich stadials et des phases d'incision pendant les interstades relativement chauds et humides (Fuller et al., 1998; Macklin et al., 2012). Ces observations impliquent l'intervention d'un mécanisme de contrôle des phases d'aggradation/incision commun aux bassins englacés et non-englacés, et de fait excluent l'implication des glaciers. Il a été, à de nombreuses reprises, démontré que le couvert végétal, dans la région méditerranéenne, a répondu rapidement aux variations climatiques des cycles de Dansgaard-Oeschger (voir Fletcher et al., 2010 pour une synthèse). Les phases d'aggradation des rivières méditerranéennes sont interprétées comme le résultat d'une augmentation des apports sédimentaires lorsque le couvert végétal épars pendant les stades froids, favorise l'érosion des versants (Fuller et al., 1998; Macklin et al., 2012). Le modèle ne prend pas en compte certaines rétroactions des variations climatiques sur les flux sédimentaires. Par conséquent, il est possible que pendant les cycles de Dansgaard-Oeschger, contrairement aux résultats de la simulation (Figure 8.18), les flux sédimentaires aient augmenté pendant les stades et les Heinrich stadials et diminué pendant les interstades.

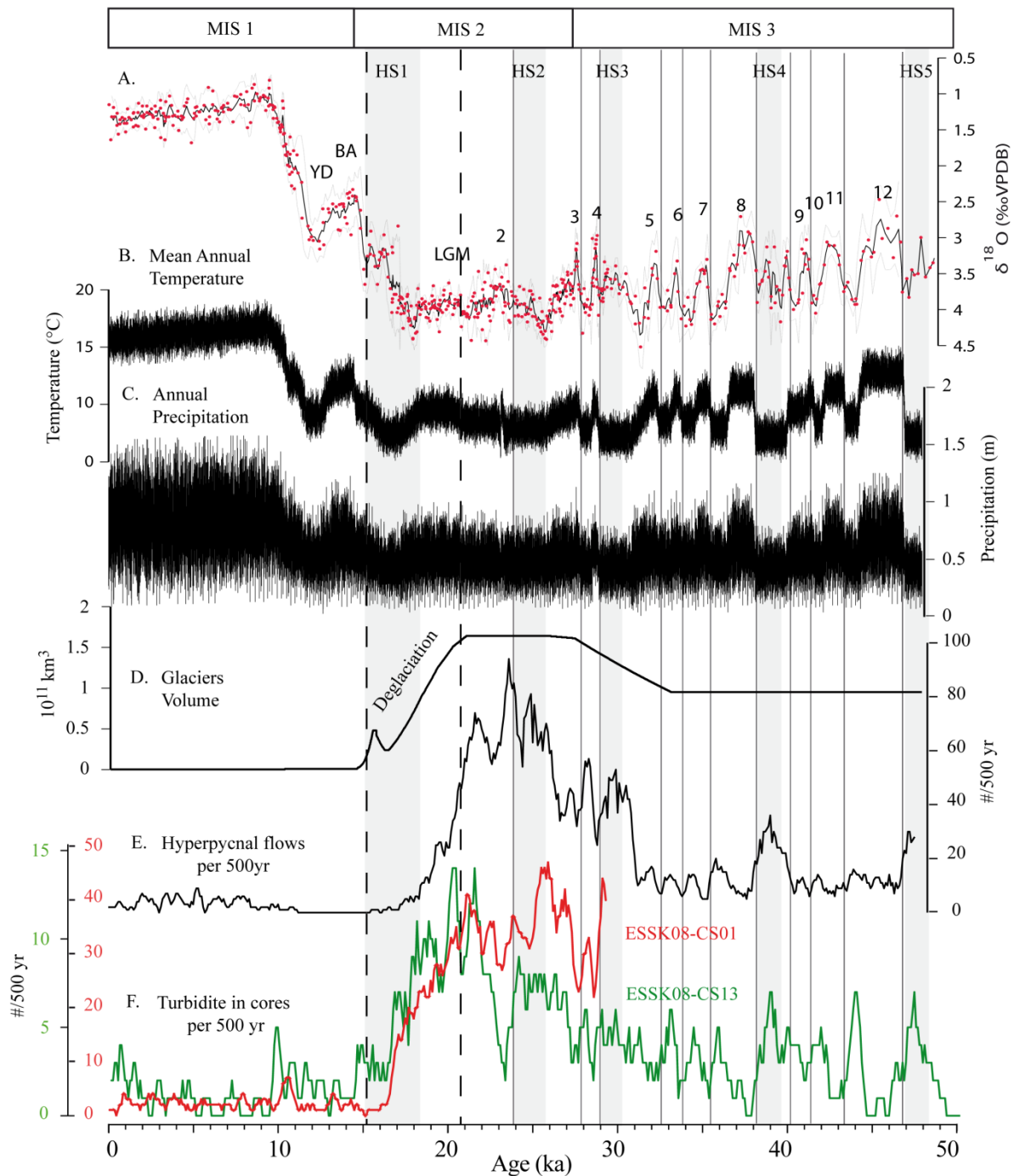


Figure 8.19 : Comparaison entre l'évolution de l'activité hyperpycnale simulée (E) par le modèle Hydrotrend (la concentration utilisée comme seuil de déclenchement est de 40 kg/m^3) et de (F) l'activité turbiditique observée sur la Ride Sédimentaire du Var (carotte ESK08-CS01 et ESK08-CS13). Afin de replacer cette étude comparative dans son contexte climatique, sont également représentés : A. La courbe composite du $\delta^{18}O$ pour la Ride Sédimentaire du Var ; B. et C. Les paramètres climatiques annuels en entrée du modèle (températures et précipitations) et D. L'évolution de la taille des glaciers en entrée du modèle. LGM: Dernier Maximum Glaciaire; YD: Dryas Récent; BA: Bølling-Allerød ; HS: Heinrich Stadial.

En conclusion, les différences observées entre les résultats du modèle et de l'étude de carottes sédimentaires semblent être liées au fait que le modèle n'intègre pas l'action de certains processus, comme la densité du couvert végétal et les processus périglaciaires, qui conduisent à une accélération de l'érosion à l'échelle du bassin versant pendant les périodes froides (période glaciaire et stades froids des cycles de Dansgaard-Oeschger). Il est difficile d'estimer si de telles accélérations de l'érosion peuvent être transformées en une augmentation des flux sédimentaires, puisque simultanément la capacité de transport (i.e. débit), elle, a tendance à diminuer (Simpson et Castelltort, 2012). Toutefois la modélisation montre que la capacité de transport du Var n'est pas un facteur limitant, puisque l'accélération de l'érosion dans les zones englacées pendant la période glaciaire est efficacement transmise et transformée en flux sédimentaires (Figure 8.18).

CONCLUSIONS

A. Rappels : problématique, objectifs et méthodes.

L'objectif de ce travail a été d'apporter de nouveaux éléments permettant une meilleure compréhension de la relation climat-érosion-transferts à une échelle millénaire (10^3 - 10^4 ans). Pour cela, nous nous sommes appliqués à reconstituer l'évolution des transferts sédimentaires terre-mer dans le système sédimentaire du Var. L'originalité de cette étude est qu'elle repose sur les dépôts sédimentaires profonds du système turbiditique du Var ; dépôts généralement peu considérés pour ce type d'étude. En effet, étant donnée la situation particulière des systèmes turbiditiques, à l'extrémité des systèmes sédimentaires, l'accumulation des sédiments dans ces environnements pourraient accuser un déphasage important avec les processus d'érosion et de transfert sédimentaire qui ont lieu dans le domaine continental (e.g. Clift et Giosan, 2014). A l'origine de ce déphasage, sont mises en cause principalement : (1) les variations du niveau marin qui peuvent engendrer des phases de connexion/déconnexion avec le fleuve qui les alimente et (2) la rétention des sédiments en amont, sur le plateau, dans le delta ou la plaine d'inondation. Le système sédimentaire du Var fait partie des systèmes dit "réactifs" (*reactive routing systems*, Allen, 1997; Covault et al., 2010, 2013) pour lesquels l'impact de ces deux facteurs sur les transferts sédimentaires vers le domaine marin profond est limité. De plus, les courants hyperpycniaux, déclenchés lors des crues hautement concentrées en sédiments, jouent un rôle majeur dans l'alimentation du système turbiditique du Var (Mulder et al., 1997a, 2001b). Les courants hyperpycniaux établissent ainsi un lien étroit entre les flux sédimentaires du fleuve Var et les dépôts turbiditiques accumulés sur la Ride Sédimentaire du Var (Piper et Savoye 1993; Bonneau et al., 2014).

Une autre problématique à laquelle ce travail s'est intéressé est l'incertitude qui demeure concernant la capacité des systèmes fluviaux à transmettre le signal de certaines perturbations des flux sédimentaires engendrées par des facteurs de contrôle externes (climatiques et/ou tectoniques). En effet, les variations à haute fréquence (<50 ka) du flux d'eau seraient efficacement transformées en flux de sédiment, transmises et même amplifiées par le système fluvial, alors que les variations des flux sédimentaires en provenance de la zone source (i.e. concentration en sédiment) seraient tamponnées, même dans les systèmes "réactifs". Cette hypothèse, soutenue par plusieurs modèles numériques (e.g. Simpson et Castellort, 2012; Armitage et al., 2013; Coulthard et Van de Wiel, 2013), suggère que les enregistrements sédimentaires seraient susceptibles de mieux mettre en évidence la relation transfert-climat que la relation érosion-climat. Cette différence pourrait être à l'origine des nombreuses incertitudes concernant l'impact du climat sur l'érosion à l'échelle des cycles glaciaire-interglaciaires (cycles de Milankovitch; 10^4 - 10^5 ans; Leeder et al., 1998; Peizhen et al., 2001; Molnar, 2004; Clift, 2006), mais aussi des cycles climatiques plus rapides (10^3 ans; Willenbring et al., 2013) qui ponctuent la dernière terminaison (Terminaison 1) et la dernière période glaciaire (cycles de Dansgaard-Oeschger).

Pour répondre à ces questions, nous nous sommes donc d'abord attachés à distinguer les processus d'érosion des processus de transfert des sédiments dans le système sédimentaire du Var, et à reconstruire leur évolution depuis la dernière période glaciaire (depuis 75 000 ans). Pour cela, après avoir établi le cadre chronostratigraphique à haute résolution

(millénaire) de trois carottes sédimentaires prélevées sur la Ride Sédimentaire du Var deux approches ont été menées sur les dépôts turbiditiques :

(1) **une étude stratigraphique pour déterminer la nature et l'évolution des transferts sédimentaires terre-mer.** Cette étude se base une corrélation entre l'évolution de la fréquence des turbidites déposées sur la Ride Sédimentaire du Var et les conditions climatiques et glaciaires régnant dans le bassin versant (Chapitre 6). Elle montre que l'activité turbiditique sur la Ride a fortement et rapidement réagi aux variations rapides du climat (cycles de Dansgaard-Oeschger) et à la déglaciation du bassin versant. L'activité turbiditique est plus importante pendant les périodes froides et arides et lorsque les glaciers sont présents dans le bassin versant. La corrélation entre l'aridité et l'activité turbiditique est inverse au schéma établi par plusieurs études menées sur des dépôts turbiditiques (e.g. Couvaut et al., 2010; Nakajima et Itaki, 2007) qui montrent, au contraire, que les systèmes turbiditiques sont plus actifs pendant les périodes humides. La différence vient du fait que dans le cas du Var, l'activité turbiditique observée sur la Ride est contrôlée par l'activité hyperpyncnale du fleuve, or, cette activité est fonction de la concentration en sédiments transportés lors des crues (rapport entre la charge sédimentaire et le débit) qui est amplifiée lorsque le climat est aride (Clapp et al., 2000; Molnar, 2001; Mulder et al., 2003). Ainsi, l'évolution de la fréquence des turbidites sur la Ride permet de retracer la réaction du comportement hydro-sédimentaire du fleuve Var face aux variations du climat.

(2) **une reconstitution des sources sédimentaires terrestres à partir de traceurs géochimiques.** Le traçage des sources sédimentaires a été mené en comparant les caractéristiques géochimiques (éléments majeurs et isotopie du Nd : ϵNd) des sédiments turbiditiques avec celles des sédiments fluviaux modernes. La caractérisation des sources sédimentaires dans le bassin versant a permis de faire une distinction entre les sédiments provenant des zones où les glaciers étaient présents pendant la dernière période glaciaire (Massifs Cristallins Externes : apports en éléments silicoclastiques, signature en ϵNd radiogénique) et les sédiments provenant du reste de l'aire de drainage (formations sédimentaires carbonatées : apports en carbonates, signature en ϵNd non-radiogénique). Les caractéristiques géochimiques des sédiments turbiditiques ont permis de retracer, au cours du temps, l'évolution de la contribution des sédiments dérivés de l'érosion par les glaciers dans les flux sédimentaires. Ainsi, nous avons pu retracer l'histoire de la dynamique glaciaire à l'échelle du bassin versant du Var.

Grâce à un modèle de mélange isotopique, nous avons pu quantifier la contribution de chacune des sources sédimentaires et estimer les flux sédimentaires du Var lors du Dernier Maximum Glaciaire (entre 26,5 et 19,5 ka). Cette étude met en évidence que les forts taux d'érosion engendrés par les glaciers constituent le principal facteur de modulation des flux sédimentaires du Var à l'échelle du dernier cycle glaciaire.

En complément de ces études "de terrain", une troisième approche a consisté en la réalisation d'une modélisation numérique du comportement hydro-sédimentaire du fleuve Var. Afin d'appuyer les interprétations faites de l'analyse des sédiments turbiditiques, le modèle *Hydrotrend* (Syvitski et al., 1998) a été utilisé pour simuler la réaction du

comportement hydro-sédimentaire du Var (flux sédimentaires, débits, concentrations en sédiment) face aux variations climatiques depuis la dernière période glaciaire. Les résultats de cette simulation confirment (1) que les glaciers ont joué un rôle prépondérant dans l'alimentation du système sédimentaire à l'échelle du dernier cycle glaciaire et (2) que l'activité hyperpycnale du Var est favorisée, en premier lieu, par les grandes quantités de sédiments fournies par les glaciers au cours de la période glaciaire, puis par l'aridification du système pendant les stades froids des cycles de Dansgaard-Oeschger. Ce résultat confirme que les variations de la fréquence des turbidites observées sur la Ride sont bien engendrées par des modifications de l'activité hyperpycnale du fleuve en réponse aux variations rapides du climat et de la taille des glaciers.

B. Synthèse des résultats : évolution de l'érosion et des transferts sédimentaires depuis la dernière période glaciaire.

Pour résumer les principaux résultats de ce travail, je détaillerais ici l'évolution, au cours du temps, du fonctionnement du système sédimentaire du Var en termes d'érosion et de transferts sédimentaires, telle qu'elle peut être reconstituée en intégrant les résultats obtenus par (1) l'étude de l'activité turbiditique sur la Ride, (2) le traçage des sources sédimentaires, et (3) la modélisation.

Le dernier cycle glaciaire-interglaciaire

Il convient tout d'abord de comparer le fonctionnement du système sédimentaire à l'Holocène (11-0 ka) et au Dernier Maximum Glaciaire (26-19 ka) (Figure C.1), deux périodes pour lesquelles nous disposons du plus grand nombre d'informations. La période du DMG correspond au paroxysme de la glaciation, et n'est pas, de ce fait, pleinement représentative du fonctionnement du système pour l'ensemble de la période glaciaire. Toutefois, cette comparaison fait ressortir les processus contrôlant les variations de l'érosion et des transferts sédimentaires à l'échelle du dernier cycle glaciaire-interglaciaire pour le système sédimentaire du Var.

La modélisation montre qu'à l'Holocène, le Var a eu un comportement hydro-sédimentaire similaire à celui qu'on lui connaît actuellement, et qui est caractérisé par des crues fréquentes en automne et au printemps (régime pluvio-nival), avec des crues dont le débit dépasse régulièrement (tous les ans) 10 fois la moyenne annuelle (i.e. 500 m³/s). Les flux sédimentaires à l'Holocène, sont estimés entre 1,68 à 1,84 Mt/an par le modèle et sont équivalents à ceux observés actuellement (1,32 à 1,64 Mt/an; Mulder et al., 1997a). D'après les données géochimiques, la contribution de chacune des sources sédimentaires identifiées dans le bassin versant est proportionnelle à son aire de drainage (16% pour les Massifs Cristallins Externes et 84% pour les formations sédimentaires carbonatées), il semble donc que toutes ces sources soient globalement soumises à une érosion d'intensité équivalente.

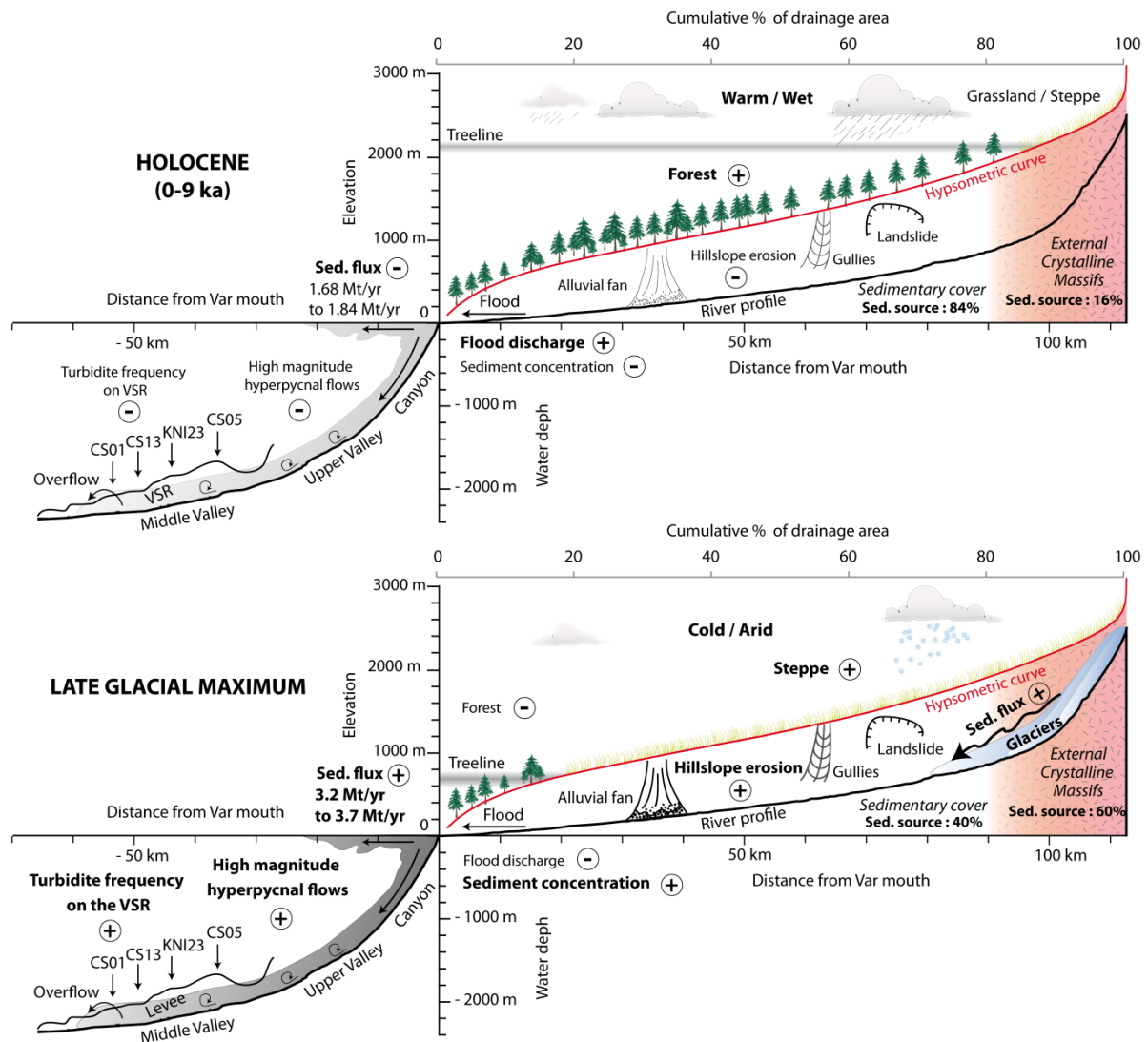


Figure C.1 : Schémas synthétiques mettant en évidence les caractéristiques et le fonctionnement du système sédimentaire du Var ; pendant l'Holocène (en haut) et au Dernier Maximum Glaciaire (en bas ; l'abaissement du niveau marin à -120 m n'est pas représenté). Contribution relative des formations sédimentaires et des Massifs Cristallins Externes dans les flux sédimentaires (Sed. Source).

Pendant le DMG, le comportement hydro-sédimentaire du Var est très différent de son comportement actuel. La reconstitution des flux sédimentaires au DMG par le modèle (3,2 Mt/an) et par les données géochimiques (3,8 Mt/an) donne des flux 2 à 3 fois plus élevés qu'à l'Holocène (1,68 à 1,84 Mt/an) ; en raison des grandes quantités de sédiments apportées par l'érosion par les glaciers. En effet, ces flux élevés sont associés à un fort déséquilibre au niveau des sources sédimentaires mis en évidence par les données géochimiques : la contribution des Massifs Cristallins Externes (40%), où sont localisés en majeure partie les glaciers au DMG, étant 2,5 fois supérieure à celle établie pour l'Holocène (16%). Au DMG, le Var perd son caractère torrentiel et son régime pluvio-nival, et adopte un régime glacio-nival. Les crues ont lieu au printemps, au moment de la fonte de la neige et de la glace, et sont, en termes de débit, d'une magnitude bien moindre que celles survenant à l'Holocène (où les crues sont contrôlées par les épisodes pluvieux intenses). D'après la modélisation, ces crues dépassent difficilement les 300 m³/s (alors qu'elles atteignent jusqu'à 4 000 m³/s à

l'Holocène) et surtout leur variabilité interannuelle est faible. En revanche, les concentrations en sédiments transportés par ces crues sont bien plus élevées que celles simulées pour l'Holocène. Ces fortes concentrations en sédiment au DMG sont induites par l'association entre une faiblesse des débits et une grande quantité de sédiments générée par les glaciers. Il en résulte que le seuil de concentration en sédiment (5 à 40 kg/m³) nécessaire au déclenchement des courants hyperpycnaux est plus souvent atteint (en fréquence) et plus largement dépassé. L'activité hyperpycnale du Var semble donc avoir été bien plus importante au DMG qu'à l'Holocène. Cette différence se ressent très concrètement au niveau de l'activité turbiditique et l'accumulation sédimentaire dans le système turbiditique. Les débordements des courants turbiditiques sur la partie occidentale et centrale de la Ride Sédimentaire du Var sont observés avec une périodicité de 10 à 30 ans au DMG, contre 100 à 500 ans pour l'Holocène et les taux de sédimentation au DMG sont 2 à 3 fois supérieurs à ceux de l'Holocène.

La déglaciation

La Terminaison 1 (19-10 ka), qui suit le DMG et précède l'Holocène, est marquée par des changements climatiques de grande ampleur dont, en premier lieu, le retrait des glaciers du bassin versant. Ce retrait, que nous avons pu dater entre 20 et 16 ka est mis en évidence dans les dépôts turbiditiques par une diminution simultanée de l'activité hyperpycnale et des apports en sédiments générés par les glaciers. Cela montre que l'ensemble du système a réagi rapidement au retrait des glaciers ; comme cela est généralement envisagé pour les bassins de petites tailles (i.e. quelques milliers de km² ; Church et Ryder 1982, Hinderer, 2001; Ballantyne, 2002; Woodward et al., 2008), mais contrairement à ce qui est généralement observé aux abords des grands glaciers alpins (Hinderer, 2001), les résultats obtenus ne font apparaître aucun pic accru de flux sédimentaires au moment du retrait des glaciers. Les stades tardiglaciaires de ré-avancées des glaciers (stades de Gschnitz, stade de Eggesen), dont les traces sont clairement identifiées dans les Alpes (Ivy-Ochs et al., 2009), mais aussi dans le bassin versant du Var (Darnault et al., 2012), semblent avoir eu un impact négligeable sur les flux sédimentaires. Nous en déduisons donc que ces ré-avancées ont dû être très limitées d'un point de vue géographique.

Au moment du Préboréal et du début de l'Holocène (entre 11 et 9 ka), avec l'installation rapide des conditions interglaciaires et l'augmentation des températures et des précipitations, les sédiments glaciaires et paraglaciaires stockés en altitude ont été très vite remobilisés. Cette phase de recyclage est identifiée par un pic des apports en sédiments dérivés de l'érosion par les glaciers.

Les cycles de Dansgaard-Oeschger

Pendant les stades froids et arides (stades et Heinrich stadials) qui ponctuent la dernière période glaciaire, l'activité turbiditique est renforcée, alors qu'elle diminue au moment des interstades chauds et humides (Figure C.2). Les données géochimiques démontrent, pour la première fois, que les glaciers étaient probablement présents dans le bassin versant avant le DMG : pendant le MIS3 (entre 50 et 28 ka) et qu'ils avaient une taille suffisamment importante pour engendrer un déséquilibre dans les sources sédimentaires

équivalent à celui observé au DMG. Même si nous avons écarté de cette étude, faute d'éléments abondant en ce sens, le fait que ces variations aient pu être engendrées par des fluctuations dans la taille des glaciers, la présence de ces derniers semble avoir largement contribué à la relation qui existe entre l'activité turbiditique et les cycles de Dansgaard-Oeschger, en apportant de grandes quantités de sédiments au système. Ainsi, c'est la diminution du débit du Var lors des crues survenues pendant les stades arides qui semble plutôt à l'origine des concentrations en sédiments plus élevées et, *in fine*, de l'intensification de l'activité hyperpycnale du Var. Bien que le rôle de la végétation ne puisse pas être directement démontré, celle-ci a probablement aussi contribué à l'établissement d'une telle réaction. La végétation dans la région méditerranéenne, a répondu rapidement aux variations climatiques des cycles de Dansgaard-Oeschger (Fletcher et al., 2010). Pendant les stades froids et arides, où le couvert végétal était éparse, l'érosion des pentes devait être plus intense que pendant les interstades chauds et humides où la végétation était plus largement développée (Fuller et al., 1998; Macklin et al., 2002, 2012).

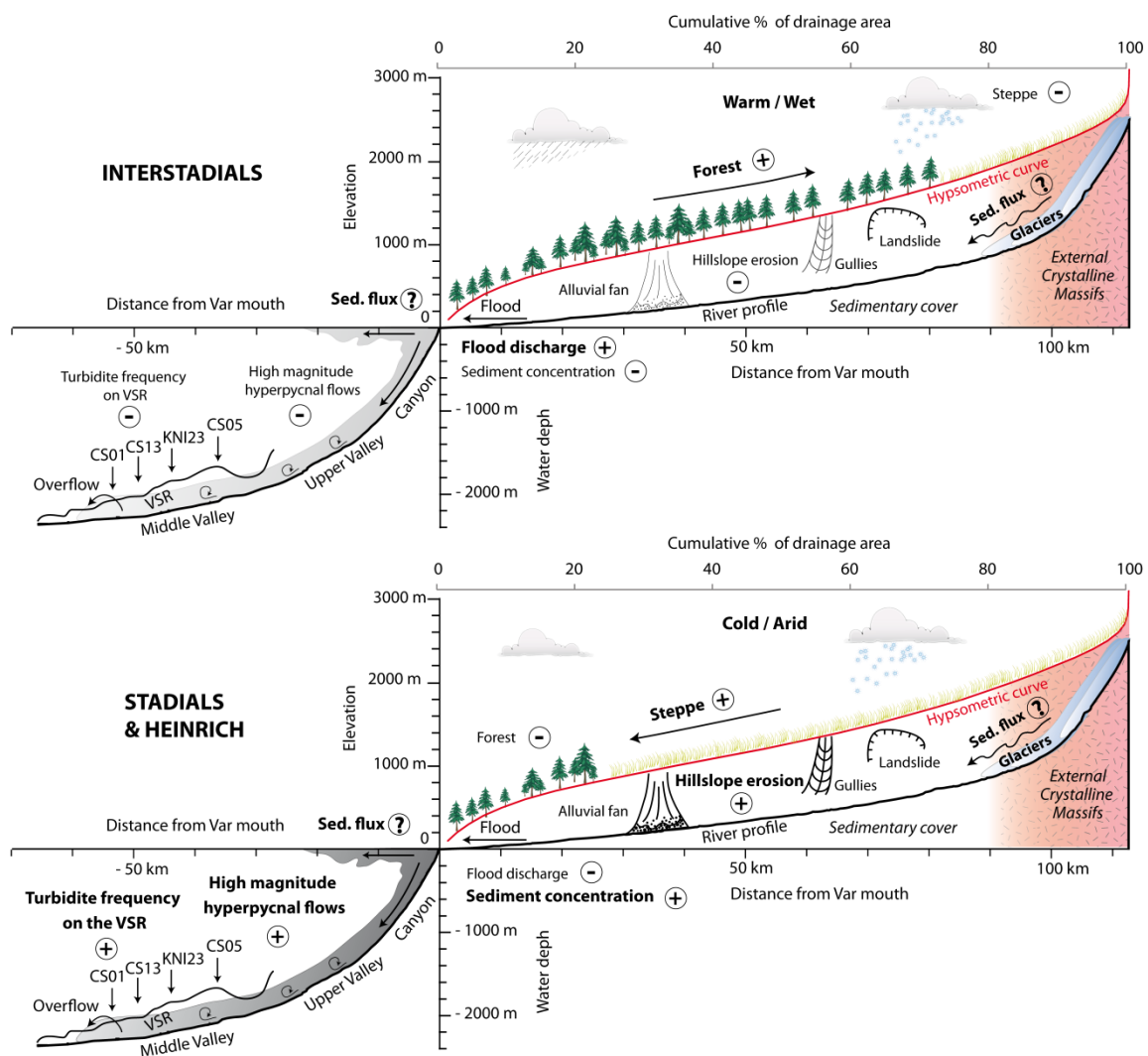


Figure C.2 : Schémas synthétiques mettant en évidence les caractéristiques et le fonctionnement du système sédimentaire du Var pendant les interstades (en haut) et les stades et Heinrich stadials (en bas).

C. Conclusions majeures

Certaines conclusions dont la portée dépasse le seul cadre du système sédimentaire du Var peuvent être énoncées à la suite de ce travail :

- Il est possible d'établir un cadre chronostratigraphique à haute résolution (millénaire) dans des séries turbiditiques. Des résolutions similaires avaient déjà été obtenues dans des environnements turbiditiques (e.g. Toucanne, 2009; Jorry et al., 2011), mais c'est la première fois qu'une telle résolution est établie sur une période de temps aussi longue (0-75 ka).
- Cet enregistrement à haute résolution a permis d'identifier, pour la première fois, l'impact des cyclicités de Dansgaard-Oeschger sur les transferts sédimentaires terre-mer. Cela démontre que les systèmes fluviaux peuvent réagir très rapidement aux variations climatiques millénaires et que cette réaction peut être mise en évidence dans les dépôts marins profonds, tout particulièrement dans un système sédimentaire tel que celui du Var, où le plateau continental étroit permet une connexion permanente avec le fleuve. Nous mettons ainsi en évidence tout l'intérêt que peuvent revêtir les systèmes sédimentaires « réactifs » pour l'étude de l'impact du climat sur l'érosion et les transferts de sédiments.
- Les systèmes fluviaux peuvent transmettre efficacement des perturbations affectant les seuls flux de sédiments (i.e. concentration en sédiment) – ce qui était jusqu'alors très discuté (Simpson et Castellort, 2012; Armitage et al., 2013; Coulthard et Van de Wiel, 2013). De plus, nous avons pu montrer qu'une augmentation des flux de sédiment en provenance de la zone source peut être transmise même si elle est accompagnée d'une baisse des flux d'eau.
- Les glaciers, en raison des forts taux d'érosion qu'ils engendrent, peuvent jouer un rôle primordial dans la modulation des flux sédimentaires à travers les cycles glaciaires-interglaciaires (Hinderer, 2001; Hebbeln et al., 2007; Kettner et Syvitski, 2008b, 2009).
- Les forts taux d'érosion des glaciers, (estimée à 1,8 mm/an au DMG; Darnault et al., 2012) pendant les phases de glaciation, pourraient être à l'origine, par effet de rebond isostatique, de la surrection avoisinant 1 à 2 mm/an, observée dans les Massifs Cristallins Externes (Bogdanoff et al., 2000; Champagnac et al., 2007; Saillard et al., 2014),
- Les phases de recyclage des sédiments glaciaires peuvent intervenir plusieurs milliers d'années après la fin de la déglaciation (Ballantyne, 2002), même dans les bassins de petite taille, lorsque les conditions climatiques permettent de nouveau leur transport (e.g. Clift et Giosan, 2014).
- L'histoire des glaciers retracée dans le bassin versant du Var est cohérente avec celle retracée à l'échelle des Alpes (Ivy-Ochs et al., 2004, 2008); et pour la

première fois, nous montrons que des glaciers étaient présents dans le bassin versant pendant toute la période glaciaire, puisque le déséquilibre que les glaciers engendrent dans les sources sédimentaires au cours du DMG, s'observe également au cours du MIS3. Ce résultat est d'autant plus important qu'il existe peu d'informations sur les glaciers alpins à cette époque (Ivy-Ochs et al., 2008).

- Il est possible d'établir une chronologie précise de la réaction de la cryosphère au moment de la Terminaison 1 (voir aussi Toucanne et al., 2010 et Soulet et al., 2013) dans les enregistrements sédimentaires marins, ce qui pourrait permettre de mieux comprendre l'enchaînement des événements climatiques qui se sont produits pendant cette période complexe (Shakun et al., 2012).

D. Perspectives

Pour finir, je détaillerais plusieurs points qui me semblent importants à considérer dans le cadre de futures recherches.

Pour parfaire les résultats de ce travail, il m'apparaît essentiel de mener une étude sédimentologique détaillée sur les séquences turbiditiques à partir de mesures granulométriques et de l'analyse des structures sédimentaires par imagerie rX sur plaquette, tel que cela a déjà été réalisé par Migeon (2000), Mulder et al., (2001b) ou encore Mas (2009) pour des échelles de temps plus courtes. Dans la ESSK08-CS05, située sur la partie la haute de la Ride (350 m) où seuls les sédiments les plus fins peuvent déborder, cette approche permettrait de mieux discriminer les dépôts de débordement des dépôts hémipélagiques pour lesquels la description à partir des radiographies rX réalisées sur les demi-sections est certainement insuffisante (voir Annexe 1). Plus généralement, ce travail, en apportant des arguments sédimentologiques sur la nature des courants à l'origine des dépôts turbiditiques, pourrait conforter l'hypothèse que les courants hyperpycnaux ont joué un rôle majeur dans la modulation des apports sédimentaires sur la Ride au cours des cyclicités climatiques (cycles glaciaire-interglaciaires, cycles de Dansgaard-Oeschger).

Il serait particulièrement intéressant de coupler les données de charge et de concentration en sédiment obtenues à partir du modèle *Hydrotrend*, à un modèle hydrodynamique (e.g. sur la base des travaux de R. Silva Jacinto, IFREMER) permettant de simuler le comportement physique des courants hyperpycnaux dans le chenal sous-marin et leur débordement sur la Ride du Var. Ceci permettrait d'établir, par modélisation, une continuité terre-mer entre le comportement hydro-sédimentaire du Var et l'accumulation sédimentaire sur la Ride.

Pour aller plus loin. Récemment, Clift et Giosan (2014) ont mis en évidence dans le système sédimentaire de l'Indus que le temps de transfert des particules sableuses transportées dans la charge de fond du fleuve pouvait excéder de plus de 10 000 ans celui des particules fines. Des lames minces de sables turbiditiques prélevés dans les carottes de la Ride du Var ont été réalisées dans le courant de l'année 2014 (Laboratoire EPOC, Bordeaux). La comparaison des assemblages minéralogiques présents dans ces sables avec ceux identifiés dans les sables prélevés dans le lit des rivières (et pour lesquels des lames minces ont aussi été

réalisées) permettrait de tester si, dans le cas du système sédimentaire du Var, la source des sables est soumise à la même variabilité que celle observée dans les sédiments fins (à partir des données géochimiques) ou bien si elle révèle un tel déphasage.

L'acquisition de nouveaux carottages ou forages, plus longs, permettrait d'atteindre des périodes plus anciennes, telles que le dernier interglaciaire (MIS 5). Il serait particulièrement intéressant et inédit d'étudier le fonctionnement du système du Var pendant l'installation de la glaciation à la fin du MIS 5. Par exemple, l'analyse de l'isotopie du Nd sur les sédiments turbiditiques de cette époque pourrait permettre d'apporter des contraintes chronologiques sur la mise en place des glaciers dans le bassin versant.

Plus généralement, ce travail, comme plusieurs autres auparavant (Covault et al., 2010; Toucanne et al., 2012; Nakajima et Itaki, 2007), doit encourager à une plus large utilisation des dépôts turbiditiques dans le cadre d'études sur les transferts sédimentaires terre-mer, mais aussi d'études plus spécifiquement consacrées à la réaction des surfaces continentales et des systèmes fluviaux aux forçages climatiques. Ceci est d'autant plus important que plus de 80% de fleuves seraient capables (seuil de concentration compris entre 42 et 5 kg/m³) de produire des écoulements hyperpycnaux en milieu marin, avec une périodicité inférieure au siècle (Mulder et al., 2003). Enfin, il apparaît que l'utilisation combinée de la modélisation numérique et des données sédimentologiques est, à mon sens, essentielle dans le cadre de ce genre d'étude.

REFERENCES

A

- Aarseth, I. 1997. Western Norwegian fjord sediments: age, volume, stratigraphy, and role as temporary depository during glacial cycles. *Marine Geology* 143:39-53.
- Aharon, P. 2003. Meltwater flooding events in the Gulf of Mexico revisited: implications for rapid climate changes during the last deglaciation. *Paleoceanography* 18.
- Ahn, J.; and Brook, E. J. 2008. Atmospheric CO₂ and climate on millennial time scales during the last glacial period. *Science* 322:83-85.
- Aksu, A.; and Piper, D. J. 1987. Late Quaternary sedimentation in Baffin Bay. *Canadian Journal of Earth Sciences* 24:1833-1846.
- Alam, M.; Alam, M. M.; Curray, J. R.; Chowdhury, M.; and Gani, M. R. 2003. An overview of the sedimentary geology of the Bengal Basin in relation to the regional tectonic framework and basin-fill history. *Sedimentary Geology* 155:179-208.
- Alexander, J.; and Mulder, T. 2002. Experimental quasi-steady density currents. *Marine Geology* 186:195-210.
- Alizai, A.; Carter, A.; Clift, P. D.; VanLaningham, S.; Williams, J. C.; and Kumar, R. 2011. Sediment provenance, reworking and transport processes in the Indus River by U–Pb dating of detrital zircon grains. *Global and Planetary Change* 76:33-55.
- Allen, J. R. M.; Brandt, U.; Brauer, A.; Hubberten, H.-W.; Huntley, B.; Keller, J.; Kraml, M.; Mackensen, A.; Mingram, J.; Negendank, J. F. W.; Nowaczyk, N. R.; Oberhänsli, H.; Watts, W. A.; Wulf, S.; and Zolitschka, B. 1999. Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period. *Nature* 400:740-743.
- Allen, P. A. 1997. *Earth surface processes*. Blackwell Science ed. Oxford: Blackwell Science.
- Allen, P. A. 2008a. From landscapes into geological history. *Nature* 451:274-276.
- . 2008b. Time scales of tectonic landscapes and their sediment routing systems. *Geological Society, London, Special Publications* 296:7-28.
- Alley, R. B.; Brook, E. J.; and Anandkrishnan, S. 2002. A northern lead in the orbital band: north–south phasing of Ice-Age events. *Quaternary Science Reviews* 21:431-441.
- Alvarez-Solas, J.; Charbit, S.; Ramstein, G.; Paillard, D.; Dumas, C.; Ritz, C.; and Roche, D. M. 2011. Millennial-scale oscillations in the Southern Ocean in response to atmospheric CO₂ increase. *Global and Planetary Change* 76:128-136.
- Alvarez-Solas, J.; Charbit, S.; Ritz, C.; Paillard, D.; Ramstein, G.; and Dumas, C. 2010. Links between ocean temperature and iceberg discharge during Heinrich events. *Nat. Geosci.* 3:122-126.
- Ammann, B.; Birks, H.; Brooks, S. J.; Eicher, U.; von Grafenstein, U.; Hofmann, W.; Lemdahl, G.; Schwander, J.; Tobolski, K.; and Wick, L. 2000. Quantification of biotic responses to rapid climatic changes around the Younger Dryas—a synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 159:313-347.
- Amorosi, A.; Colalongo, M. L.; Pasini, G.; and Preti, D. 1999. Sedimentary response to Late Quaternary sea-level changes in the Romagna coastal plain (northern Italy). *Sedimentology* 46:99-121.
- Andrews, J. T. 1975. *Glacial systems: an approach to glaciers and their environments*: Duxbury Press North Scituate, MA.
- Anthony, E. J. 2007. Problems of hazard perception on the steep, urbanised Var coastal floodplain and delta, French Riviera Méditerranée 108:91-97.
- Anthony, E. J.; and Julian, M. 1999. Source-to-sink sediment transfers, environmental engineering and hazard mitigation in the steep Var River catchment, French Riviera, southeastern France. *Geomorphology* 31:337-354.

- Armitage, J. J.; Dunkley Jones, T.; Duller, R. A.; Whittaker, A. C.; and Allen, P. A. 2013. Temporal buffering of climate-driven sediment flux cycles by transient catchment response. *Earth and Planetary Science Letters* 369–370:200–210.
- Arnaud, F.; Révillon, S.; Debret, M.; Revel, M.; Chapron, E.; Jacob, J.; Giguët-Covex, C.; Poulenard, J.; and Magny, M. 2012. Lake Bourget regional erosion patterns reconstruction reveals Holocene NW European Alps soil evolution and paleohydrology. *Quaternary Science Reviews* 51:81–92.
- Arz, H. W.; Lamy, F.; Ganopolski, A.; Nowaczyk, N.; and Pätzold, J. 2007. Dominant Northern Hemisphere climate control over millennial-scale glacial sea-level variability. *Quaternary Science Reviews* 26:312–321.
- Atkinson, T. C.; Briffa, K. R.; and Coope, G. R. 1987. Seasonal temperatures in Britain during the past 22,000 years, reconstructed using beetle remains. *Nature* 325:587–592.

B

- Bagnold, R. 1966. An approach to the sediment transport problem from general physics. *US Geol. Surv. Prof. Pap.*, 422 1:231–291.
- Bahr, D. B.; Meier, M. F.; and Peckham, S. D. 1997. The physical basis of glacier volume-area scaling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 102:20355–20362.
- Baker, P. A.; Seltzer, G. O.; Fritz, S. C.; Dunbar, R. B.; Grove, M. J.; Tapia, P. M.; Cross, S. L.; Rowe, H. D.; and Broda, J. P. 2001. The history of South American tropical precipitation for the past 25,000 years. *Science* 291:640–643.
- Ballantyne, C. K. 2002. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews* 21:1935–2017.
- Banner, J. L. 2004. Radiogenic isotopes: systematics and applications to earth surface processes and chemical stratigraphy. *Earth-Science Reviews* 65:141–194.
- Bard, E.; Hamelin, B.; Arnold, M.; Montaggioni, L.; Cabioch, G.; Faure, G.; and Rougerie, F. 1996. Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature* 382:241–244.
- Bard, E.; Hamelin, B.; and Delanghe-Sabatier, D. 2010. Deglacial meltwater pulse 1B and Younger Dryas sea levels revisited with boreholes at Tahiti. *Science* 327:1235–1237.
- Bard, E.; Hamelin, B.; and Fairbanks, R. G. 1990. U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130, 000 years. *Nature* 346:456–458.
- Bard, E.; Rostek, F.; Turon, J.-L.; and Gendreau, S. 2000. Hydrological Impact of Heinrich Events in the Subtropical Northeast Atlantic. *Science* 289:1321–1324.
- Barker, S.; Diz, P.; Vautravers, M. J.; Pike, J.; Knorr, G.; Hall, I. R.; and Broecker, W. S. 2009. Interhemispheric Atlantic seesaw response during the last deglaciation. *Nature* 457:1097–1102.
- Bar-Matthews, M.; Ayalon, A.; Gilmour, M.; Matthews, A.; and Hawkesworth, C. J. 2003. Sea–land oxygen isotopic relationships from planktonic foraminifera and speleothems in the Eastern Mediterranean region and their implication for paleorainfall during interglacial intervals. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67:3181–3199.
- Bar-Matthews, M.; Ayalon, A.; Kaufman, A.; and Wasserburg, G. J. 1999. The Eastern Mediterranean paleoclimate as a reflection of regional events: Soreq cave, Israel. *Earth and Planetary Science Letters* 166:85–95.
- Bayon, G.; Barrat, J. A.; Etoubleau, J.; Benoit, M.; Bollinger, C.; and Révillon, S. 2009. Determination of Rare Earth Elements, Sc, Y, Zr, Ba, Hf and Th in Geological Samples by ICP-MS after Tm Addition and Alkaline Fusion. *Geostandards and Geoanalytical Research* 33:51–62.

- Bayon, G.; Dennielou, B.; Etoubleau, J.; Ponzevera, E.; Toucanne, S.; and Bermell, S. 2012. Intensifying weathering and land use in Iron Age Central Africa. *Science* 335:1219-1222.
- Bayon, G.; Vigier, N.; Burton, K. W.; Brenot, A.; Carignan, J.; Etoubleau, J.; and Chu, N.-C. 2006. The control of weathering processes on riverine and seawater hafnium isotope ratios. *Geology* 34:433-436.
- Beaudouin, C.; Jouet, G.; Suc, J.-P.; Berné, S.; and Escarguel, G. 2007. Vegetation dynamics in southern France during the last 30ky BP in the light of marine palynology. *Quaternary Science Reviews* 26:1037-1054.
- Beaudouin, C.; Suc, J.-P.; Acherki, N.; Courtois, L.; Rabineau, M.; Aloïsi, J.-C.; Sierro, F. J.; and Oberlin, C. 2005. Palynology of the northwestern Mediterranean shelf (Gulf of Lions): First vegetational record for the last climatic cycle. *Marine and Petroleum Geology* 22:845-863.
- Beeler, F. 1977. *Geomorphologische Untersuchungen am Spät- und Postglazial im schweizerischen Nationalpark und im Berninapaßgebiet (südrätische Alpen)*: Lüdin.
- Bierman, P. R.; Reuter, J. M.; Pavich, M.; Gellis, A. C.; Caffee, M. W.; and Larsen, J. 2005. Using cosmogenic nuclides to contrast rates of erosion and sediment yield in a semi-arid, arroyo-dominated landscape, Rio Puerco Basin, New Mexico. *Earth Surface Processes and Landforms* 30:935-953.
- Bigot-Cormier, F.; Braucher, R.; Bourlès, D.; Guglielmi, Y.; Dubar, M.; and Stéphan, J. F. 2005. Chronological constraints on processes leading to large active landslides. *Earth and Planetary Science Letters* 235:141-150.
- Bini, A. 1997. Stratigraphy, chronology and palaeogeography of Quaternary deposits of the area between the Ticino and Olona rivers (Italy-Switzerland). *Geologia Insubrica* 2:21-46.
- Bircher, W. 1982. *Zur Gletscher- und Klimageschichte des Saastales: glazialmorphologische und dendroklimatologische Untersuchungen*. Vol. 9: Universität Zürich.
- Biscaye, P.; Grousset, F.; Revel, M.; Van der Gaast, S.; Zielinski, G.; Vaars, A.; and Kukla, G. 1997. Asian provenance of glacial dust (stage 2) in the Greenland Ice Sheet Project 2 ice core, Summit, Greenland. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012) 102:26765-26781.
- Blum, M. D. 2013. Glacial–Interglacial Scale Fluvial Responses. In *Encyclopedia of Quaternary Science* (Second Edition), edited by Elias, S. A. and Mock, C. J. Amsterdam: Elsevier.
- Blum, M. D.; and Hattier-Womack, J. 2009. Climate change, sea-level change, and fluvial sediment supply to deepwater depositional systems. *External Controls on Deepwater Depositional Systems: SEPM, Special Publication* 92:15-39.
- Blum, M. D.; and Törnqvist, T. E. 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology* 47:2-48.
- Bluth, G. J. S.; and Kump, L. R. 1994. Lithologic And Climatologic Controls Of River Chemistry. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 58:2341-2359.
- Bogdanoff, S.; Michard, A.; Mansour, M.; and Poupeau, G. 2000. Apatite fission track analysis in the Argentera massif: evidence of contrasting denudation rates in the External Crystalline Massifs of the Western Alps. *Terra Nova* 12:117-125.
- Böhlert, R.; Egli, M.; Maisch, M.; Brandová, D.; Ivy-Ochs, S.; Kubik, P. W.; and Haeberli, W. 2011. Application of a combination of dating techniques to reconstruct the Lateglacial and early Holocene landscape history of the Albula region (eastern Switzerland). *Geomorphology* 127:1-13.
- Bond, G.; Broecker, W.; Johnsen, S.; McManus, J.; Labeyrie, L.; Jouzel, J.; and Bonani, G. 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature* 365:143-147.
- Bond, G.; Heinrich, H.; Broecker, W.; Labeyrie, L.; McManus, J.; Andrews, J.; Huon, S.; Jantschik, R.; Clasen, S.; and Simet, C. 1992. Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period.

- Bond, G. C.; and Lotti, R. 1995. Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation. *Science* 267:1005-1010.
- Bondesan, A.; Calderoni, G.; and Mozzi, P. 2002. L'assetto geomorfologico della pianura veneta centro-orientale: stato delle conoscenze e nuovi dati. Scritti in ricordo di Giovanna Brunetta. *Dip Geog. Univ. Padova, Padova*:19-38.
- Bonnel, C. 2005. Mise en place des lobes distaux dans les systèmes turbiditiques actuels: analyse comparée des systèmes du Zaïre, Var, et Rhône, Bordeaux 1.
- Bortenschlager, S. 1984. Beiträge zur Vegetationsgeschichte Tirols I. Inneres Ötztal und unteres Inntal (Contributions to the vegetational history of Tyrol I. Inner Oetz-Valley and lower Inn-Valley). *Berichte des naturwissenschaftlich-medizinischen Vereins in Innsbruck* 71:19-56.
- Bouchez, J.; Lupker, M.; Gaillardet, J.; France-Lanord, C.; and Maurice, L. 2011. How important is it to integrate riverine suspended sediment chemical composition with depth? Clues from Amazon River depth-profiles. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 75:6955-6970.
- Bouma, A. H. 1962. *Sedimentology of some flysch deposits*. Amsterdam: Elsevier.
- Brardinoni, F.; Hassan, M. A.; Rollerson, T.; and Maynard, D. 2009. Colluvial sediment dynamics in mountain drainage basins. *Earth and planetary science letters* 284:310-319.
- Brauer, A.; Endres, C.; Günter, C.; Litt, T.; Stebich, M.; and Negendank, J. F. W. 1999. High resolution sediment and vegetation responses to Younger Dryas climate change in varved lake sediments from Meerfelder Maar, Germany. *Quaternary Science Reviews* 18:321-329.
- Brisset, E.; Guiter, F.; Miramont, C.; Delhon, C.; Arnaud, F.; Disnar, J.-R.; Poulencard, J.; Anthony, E.; Meunier, J.-D.; and Wilhelm, B. 2012. Approche multidisciplinaire d'une séquence lacustre holocène dans les Alpes du Sud au lac Petit (Mercantour, alt. 2200m. France): histoire d'un géosystème dégradé. *Quaternaire* 23.
- Broecker, W. S.; and Denton, G. H. 1989. The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53:2465-2501.
- Broecker, W. S.; Bond, G.; Klas, M.; Bonani, G.; and Wolfli, W. 1990. A salt oscillator in the glacial Atlantic? 1. The concept. *Paleoceanography* 5:469-477.
- Broecker, W. S. 1991. The great ocean conveyor. *Oceanography* 4:79-89
- Broecker, W. S. 1994. Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. *Nature* 372:421-424.
- Broecker, W. S. 1998. Paleocirculation during the Last Deglaciation: A bipolar seesaw? *Paleoceanography* 13:119-121.
- Broecker, W. S. 2006. Was the Younger Dryas triggered by a flood? *Science* 312:1146-1148.
- Brown, E.; Johnson, T.; Scholz, C.; Cohen, A.; and King, J. 2007. Abrupt change in tropical African climate linked to the bipolar seesaw over the past 55,000 years. *Geophysical Research Letters* 34.
- Brugiapaglia, E. 2001. Le lac de Villa: un site clé pour l'histoire de la végétation terdiglaciale et holocène en Vallée d'Aoste (Italie). *Revue Valdôtaine d'Histoire Naturelle* 55:55-72.
- Buoncrisiani, J.-F.; and Campy, M. 2004. The palaeogeography of the last two glacial episodes in France: The Alps and Jura. Vol. 2, *Developments in Quaternary Science - Extent and Chronology*. Amsterdam: Elsevier.
- Burgess, P. M.; and Hovius, N. 1998. Rates of delta progradation during highstands: consequences for timing of deposition in deep-marine systems. *Journal of the Geological Society* 155:217-222.
- Burns, S. J.; Fleitmann, D.; Matter, A.; Kramers, J.; and Al-Subbary, A. A. 2003. Indian Ocean climate and an absolute chronology over Dansgaard/Oeschger events 9 to 13. *Science* 301:1365-1367.
- Burt, D. M. 1989. Compositional and phase relations among rare earth element minerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 21:259-307.
- Burt, T. P. and Allison, R.J. 2010. *Sediment Cascades: An Integrated Approach*: John Wiley & Sons.

C

- Cacho, I.; Grimalt, J. O.; Canals, M.; Sbaiffi, L.; Shackleton, N. J.; Schönfeld, J.; and Zahn, R. 2001. Variability of the western Mediterranean Sea surface temperature during the last 25,000 years and its connection with the Northern Hemisphere climatic changes. *Paleoceanography* 16:40-52.
- Cacho, I.; Grimalt, J. O.; Pelejero, C.; Canals, M.; Sierro, F. J.; Flores, J. A.; and Shackleton, N. 1999. Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography* 14:698-705.
- Cacho, I.; Grimalt, J. O.; Sierro, F. J.; Shackleton, N.; and Canals, M. 2000. Evidence for enhanced Mediterranean thermohaline circulation during rapid climatic coolings. *Earth and Planetary Science Letters* 183:417-429.
- Cai, W.-J.; Guo, X.; Chen, C.-T. A.; Dai, M.; Zhang, L.; Zhai, W.; Lohrenz, S. E.; Yin, K.; Harrison, P. J.; and Wang, Y. 2008. A comparative overview of weathering intensity and HCO₃⁻ flux in the world's major rivers with emphasis on the Changjiang, Huanghe, Zhujiang (Pearl) and Mississippi Rivers. *Continental Shelf Research* 28:1538-1549.
- Calvo, E.; Villanueva, J.; Grimalt, J. O.; Boelaert, A.; and Labeyrie, L. 2001. New insights into the glacial latitudinal temperature gradients in the North Atlantic. Results from UK'37 sea surface temperatures and terrigenous inputs. *Earth and Planetary Science Letters* 188:509-519.
- Carpentier, M.; Weis, D.; and Chauvel, C. 2014. Fractionation of Sr and Hf isotopes by mineral sorting in Cascadia Basin terrigenous sediments. *Chemical Geology* 382:67-82.
- Casadoro, G.; Castiglioni, G. B.; Corona, E.; Masari, F.; Moreto, M. G.; Paganeli, A.; Terenziani, F.; and Toniolo, V. 1976. Un deposito tardowirmiano con tronchi subfossil ale fornaci di Revine (Treviso). *Boletino del Comitato Glaciologico Italian* 24:22-63.
- Castelltort, S.; and Simpson, G. 2012. Le flux sédimentaire des montagnes aux bassins. *Géochronique* 124:27-30.
- Castelltort, S.; and Van Den Driessche, J. 2003. How plausible are high-frequency sediment supply-driven cycles in the stratigraphic record? *Sedimentary Geology* 157:3-13.
- CCSM3-Members; Collins, W. D.; Bitz, C. M.; Blackmon, M. L.; Bonan, G. B.; Bretherton, C. S.; Carton, J. A.; Chang, P.; Doney, S. C.; Hack, J. J.; and Henderson, T. B. 2006. The community climate system model version 3 (CCSM3). *Journal of Climate* 19:2122-2143.
- Cederbom, C. E.; Sinclair, H. D.; Schlunegger, F.; and Rahn, M. K. 2004. Climate-induced rebound and exhumation of the European Alps. *Geology* 32:709-712.
- Cerdan, O.; Delmas, M.; Négrel, P.; Mouchel, J.-M.; Petelet-Giraud, E.; Salvador-Blanes, S.; and Degan, F. 2012. Contribution of diffuse hillslope erosion to the sediment export of French rivers. *Comptes Rendus Geoscience* 344:636-645.
- Champagnac, J.; Molnar, P.; Anderson, R.; Sue, C.; and Delacou, B. 2007. Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps. *Geology* 35:195-198.
- Chapman, M. R.; and Shackleton, N. J. 1998. Millennial-scale fluctuations in North Atlantic heat flux during the last 150,000 years. *Earth and Planetary Science Letters* 159:57-70.
- Chappell, J. 2002. Sea level changes forced ice breakouts in the Last Glacial cycle: new results from coral terraces. *Quaternary Science Reviews* 21:1229-1240.
- Church, M.; and Ryder, J. M. 1972. Paraglacial Sedimentation: A Consideration of Fluvial Processes Conditioned by Glaciation. *Geological Society of America Bulletin* 83:3059-3072.
- Church, M.; and Slaymaker, O. 1989. Disequilibrium of Holocene sediment yield in glaciated British Columbia. *Nature* 337:452-454.
- Clapp, E. M.; Bierman, P. R.; Schick, A. P.; Lekach, J.; Enzel, Y.; and Caffee, M. 2000. Sediment yield exceeds sediment production in arid region drainage basins. *Geology* 28:995-998.

- Clark, P. U.; Dyke, A. S.; Shakun, J. D.; Carlson, A. E.; Clark, J.; Wohlfarth, B.; Mitrovica, J. X.; Hostetler, S. W.; and McCabe, A. M. 2009. The Last Glacial Maximum. *Science* 325:710-714.
- Clark, P. U.; Hostetler, S. W.; Pisias, N. G.; Schmittner, A.; and Meissner, K. J. 2007. Mechanisms for an ~7-Kyr Climate and Sea-Level Oscillation During Marine Isotope Stage 3. In *Ocean Circulation: Mechanisms and Impacts—Past and Future Changes of Meridional Overturning*: American Geophysical Union.
- Clarke, G. K.; Leverington, D. W.; Teller, J. T.; and Dyke, A. S. 2004. Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200BP cold event. *Quaternary Science Reviews* 23:389-407.
- Clauzon, G. 1978. The Messinian Var canyon (Provence, Southern France)—paleogeographic implications. *Marine Geology* 27:231-246.
- Clift, P.; and Gaedicke, C. 2002. Accelerated mass flux to the Arabian Sea during the middle to late Miocene. *Geology* 30:207-210.
- Clift, P. D. 2006. Controls on the erosion of Cenozoic Asia and the flux of clastic sediment to the ocean. *Earth and Planetary Science Letters* 241:571-580.
- Clift, P. D.; and Blusztajn, J. 2005. Reorganization of the western Himalayan river system after five million years ago. *Nature* 438:1001-1003.
- Clift, P. D.; Campbell, I. H.; Pringle, M. S.; Carter, A.; Zhang, X.; Hodges, K. V.; Khan, A. A.; and Allen, C. M. 2004. Thermochronology of the modern Indus River bedload: New insight into the controls on the marine stratigraphic record. *Tectonics* 23.
- Clift, P. D.; and Giosan, L. 2014. Sediment fluxes and buffering in the post-glacial Indus Basin. *Basin Research* 26:369-386.
- Clift, P. D.; Giosan, L.; Blusztajn, J.; Campbell, I. H.; Allen, C.; Pringle, M.; Tabrez, A. R.; Danish, M.; Rabbani, M. M.; Alizai, A.; Carter, A.; and Lückge, A. 2008. Holocene erosion of the Lesser Himalaya triggered by intensified summer monsoon. *Geology* 36:79-82.
- Clift, P. D.; Giosan, L.; Henstock, T. J.; and Tabrez, A. R. 2014. Sediment storage and reworking on the shelf and in the Canyon of the Indus River-Fan System since the last glacial maximum. *Basin Research* 26:183-202.
- Clift, P. D.; Hodges, K. V.; Heslop, D.; Hannigan, R.; Van Long, H.; and Calves, G. 2008. Correlation of Himalayan exhumation rates and Asian monsoon intensity. *Nat. Geosci.* 1:875-880.
- Cochonat, P.; Bourillet, J.-F.; Savoye, B.; and Dodd, L. 1993. Geotechnical Characteristics and Instability of Submarine Slope Sediments, the Nice Slope (N-W Mediterranean Sea). *Marine Georesources and Geotechnology* 11:131-151.
- Collins, A.; and Walling, D. 2002. Selecting fingerprint properties for discriminating potential suspended sediment sources in river basins. *Journal of hydrology* 261:218-244.
- Collins, A.; Walling, D.; and Leeks, G. 1997. Source type ascription for fluvial suspended sediment based on a quantitative composite fingerprinting technique. *Catena* 29:1-27.
- Combourieu Nebout, N.; Peyron, O.; Dormoy, I.; Desprat, S.; Beaudouin, C.; Kotthoff, U.; and Marret, F. 2009. Rapid climatic variability in the west Mediterranean during the last 25 000 years from high resolution pollen data. *Clim. Past* 5:503-521.
- Combourieu Nebout, N.; Turon, J. L.; Zahn, R.; Capotondi, L.; Londeix, L.; and Pahnke, K. 2002. Enhanced aridity and atmospheric high-pressure stability over the western Mediterranean during the North Atlantic cold events of the past 50 k.y. *Geology* 30:863-866.
- Combourieu-Nebout, N.; Paterne, M.; Turon, J.-L.; and Siani, G. 1998. A High-Resolution Record Of The Last Deglaciation In The Central Mediterranean Sea: Palaeovegetation And Palaeohydrological Evolution. *Quaternary Science Reviews* 17:303-317.
- Cortijo, E. 1995. La variabilité climatique rapide dans l'Atlantique Nord depuis 128 000 ans: relations entre les calottes de glace et l'océan de surface.
- Cortijo, E.; Labeyrie, L.; Vidal, L.; Vautravers, M.; Chapman, M.; Duplessy, J.-C.; Elliot, M.; Arnold, M.; Turon, J.-L.; and Auffret, G. 1997. Changes in sea surface hydrology associated with

- Heinrich event 4 in the North Atlantic Ocean between 40 and 60 N. *Earth and Planetary Science Letters* 146:29-45.
- Cossart, E.; Fort, M.; Bourlès, D.; Braucher, R.; Perrier, R.; and Siame, L. 2012. Deglaciation pattern during the Lateglacial/Holocene transition in the southern French Alps. Chronological data and geographical reconstruction from the Clarée Valley (upper Durance catchment, southeastern France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 315:109-123.
- Coulthard, T. J.; Lewin, J.; and Macklin, M. G. 2005. Modelling differential catchment response to environmental change. *Geomorphology* 69:222-241.
- Coulthard, T. J.; and Van de Wiel, M. J. 2013. Climate, tectonics or morphology: what signals can we see in drainage basin sediment yields? *Earth Surf. Dynam. Discuss.* 1:67-91.
- Covault, J.; Craddock, W.; Romans, B.; Fildani, A.; and Gosai, M. 2013. Spatial and temporal variations in landscape evolution: Historic and longer-term sediment flux through global catchments. *The Journal of Geology* 121:35-56.
- Covault J. A.; Romans B. W.; Fildani A.; McGann M.; and Graham S. A. 2010. Rapid Climatic Signal Propagation from Source to Sink in a Southern California Sediment-Routing System. *The Journal of Geology* 118:247-259.
- Covault, J. A.; Romans, B. W.; Graham, S. A.; Fildani, A.; and Hilley, G. E. 2011. Terrestrial source to deep-sea sink sediment budgets at high and low sea levels: Insights from tectonically active Southern California. *Geology*.
- Cross, T. A.; and Lessenger, M. A. 1998. Sediment volume partitioning: rationale for stratigraphic model evaluation and high-resolution stratigraphic correlation. *Sequence Stratigraphy—Concepts and Application. Norwegian Petroleum Society Special Publication* 8:171-195.
- Crowley, T. J. 1992. North Atlantic deep water cools the southern hemisphere. *Paleoceanography* 7:489-497.
- Cutler, K.; Edwards, R.; Taylor, F.; Cheng, H.; Adkins, J.; Gallup, C.; Cutler, P.; Burr, G.; and Bloom, A. 2003. Rapid sea-level fall and deep-ocean temperature change since the last interglacial period. *Earth and Planetary Science Letters* 206:253-271.

D

- Dan, G.; Sultan, N.; and Savoye, B. 2007. The 1979 Nice harbour catastrophe revisited: Trigger mechanism inferred from geotechnical measurements and numerical modelling. *Marine Geology* 245:40-64.
- Dannenmann, S.; Linsley, B. K.; Oppo, D. W.; Rosenthal, Y.; and Beaufort, L. 2003. East Asian monsoon forcing of suborbital variability in the Sulu Sea during Marine Isotope Stage 3: Link to Northern Hemisphere climate. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 4:1-13.
- Dansgaard, W.; Johnsen, S.; Clausen, H.; Dahl-Jensen, D.; Gundestrup, N.; Hammer, C.; Hvidberg, C.; Steffensen, J.; Sveinbjörnsdottir, A.; and Jouzel, J. 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* 364:218-220.
- Darnault, R.; Rolland, Y.; Braucher, R.; Bourlès, D.; Revel, M.; Sanchez, G.; and Bouissou, S. 2012. Timing of the last deglaciation revealed by receding glaciers at the Alpine-scale: impact on mountain geomorphology. *Quaternary Science Reviews* 31:127-142.
- David, F. 2010. An example of the consequences of human activities on the evolution of subalpine landscapes. *Comptes Rendus Palevol* 9:229-235.
- Davies, T. R. H.; and Korup, O. 2010. Sediment Cascades in Active Landscapes. In *Sediment Cascades*: John Wiley & Sons, Ltd.
- Davis, B.; and Stevenson, A. 2007. The 8.2ka event and Early–Mid Holocene forests, fires and flooding in the Central Ebro Desert, NE Spain. *Quaternary Science Reviews* 26:1695-1712.

- De Beaulieu, J.-L.; and Reille, M. 1992. The last climatic cycle at La Grande Pile (Vosges, France) a new pollen profile. *Quaternary Science Reviews* 11:431-438.
- de Vente, J.; Poesen, J.; Arabkhedri, M.; and Verstraeten, G. 2007. The sediment delivery problem revisited. *Progress in Physical Geography* 31:155-178.
- Denton, G.; Alley, R.; Comer, G.; and Broecker, W. 2005. The role of seasonality in abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews* 24:1159-1182.
- Denton, G. H.; Broecker, W. S.; and Alley, R. B. 2006. The mystery interval 17.5 to 14.5 kyrs ago. *PAGES news* 14:14-16.
- DePaolo, D.; and Wasserburg, G. 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters* 3:249-252.
- DePaolo, D. J. 1988. Neodymium isotope geochemistry: an introduction: Springer New York.
- Deschamps, P.; Durand, N.; Bard, E.; Hamelin, B.; Camoin, G.; Thomas, A. L.; Henderson, G. M.; Okuno, J. i.; and Yokoyama, Y. 2012. Ice-sheet collapse and sea-level rise at the Bolling warming 14,600[thinsp]years ago. *Nature* 483:559-564.
- Dominguez-Villar, D.; Carrasco, R. M.; Pedraza, J.; Cheng, H.; Edwards, R. L.; and Willenbring, J. K. 2013. Early maximum extent of paleoglaciers from Mediterranean mountains during the last glaciation. *Sci. Rep.* 3.
- Dotterweich, M. 2008. The history of soil erosion and fluvial deposits in small catchments of central Europe: deciphering the long-term interaction between humans and the environment—a review. *Geomorphology* 101:192-208.
- Droxler, A. W.; and Schlager, W. 1985. Glacial versus interglacial sedimentation rates and turbidite frequency in the Bahamas. *Geology* 13:799-802.
- Duan, T.; Chen, H.; and Zeng, X. 2002. Determination of rare and rare earth elements in soils and sediments by ICP-MS using Ti(OH)₄-Fe(OH)₃ co-precipitation preconcentration. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 17:410-413.
- Dubar, M. 1987. Données nouvelles sur la transgression holocène dans la région de Nice (France). *Bulletin de la Société géologique de France* 3:195-198.
- Dubar, M.; and Roscian, S. 2001. Scénario climatique holocène et développement de l'agropastoralisme. Néolithique en Provence et en Ligurie occidentale. *Bulletin de la Société préhistorique française*:391-398.
- Dubar, M. 2003. The Holocene deltas of Eastern Provence and the French Riviera: geomorphological inheritance, genesis and vulnerability/Les deltas holocènes de la Provence orientale et de la Riviera française: héritage morphologique, genèse et vulnérabilité. *Géomorphologie: relief, processus, environnement* 9:263-270.
- Dubar, M.; and Anthony, E. J. 1995. Holocene Environmental Change and River-Mouth Sedimentation in the Baie des Anges, French Riviera. *Quaternary Research* 43:329-343.
- Dupre, B.; Dessert, C.; Oliva, P.; Godderis, Y.; Viers, J.; Francois, L.; Millot, R.; and Gaillardet, J. 2003. Rivers, chemical weathering and Earth's climate. *Comptes Rendus Geoscience* 335:1141-1160.

E

- Edwards, R. L.; Beck, J. W.; Burr, G.; Donahue, D.; Chappell, J.; Bloom, A.; Druffel, E.; and Taylor, F. 1993. A Large Drop in Atmospheric ¹⁴C/¹²C and Reduced Melting in the Younger Dryas, Documented with ²³⁰Th Ages of Corals. *SCIENCE-NEW YORK THEN WASHINGTON*-260:962-962.
- Einsele, G. 2000. *Sedimentary Basins - Evolution, Facies, and Sediment Budget*. Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag.
- Einsele, G. 2000. *Sedimentary basins: evolution, facies, and sediment budget*: Springer.

- Einsele, G.; and Hinderer, M. 1998. Quantifying denudation and sediment–accumulation systems (open and closed lakes): basic concepts and first results. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 140:7-21.
- Elliot, M.; Labeyrie, L.; Dokken, T.; and Manthé, S. 2001. Coherent patterns of ice-rafted debris deposits in the Nordic regions during the last glacial (10–60 ka). *Earth and Planetary Science Letters* 194:151-163.
- Elliot, M.; Labeyrie, L.; and Duplessy, J.-C. 2002. Changes in North Atlantic deep-water formation associated with the Dansgaard–Oeschger temperature oscillations (60–10ka). *Quaternary Science Reviews* 21:1153-1165.
- Elverhøi, A.; Hooke, R. L.; and Solheim, A. 1998. Late Cenozoic erosion and sediment yield from the Svalbard–Barents Sea region: implications for understanding erosion of glacierized basins. *Quaternary Science Reviews* 17:209-241.
- Emeis, K.-C.; Sakamoto, T.; Wehausen, R.; and Brumsack, H.-J. 2000. The sapropel record of the eastern Mediterranean Sea—results of Ocean Drilling Program Leg 160. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 158:371-395.

F

- Fairbanks, R. G. 1989. A 17, 000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature* 342:637-642.
- Federici, P. R.; Granger, D. E.; Pappalardo, M.; Ribolini, A.; Spagnolo, M.; and Cyr, A. J. 2008. Exposure age dating and Equilibrium Line Altitude reconstruction of an Egesen moraine in the Maritime Alps, Italy. *Boreas* 37:245-253.
- Federici, P. R.; Granger, D. E.; Ribolini, A.; Spagnolo, M.; Pappalardo, M.; and Cyr, A. J. 2011. Last Glacial Maximum and the Gschnitz stadial in the Maritime Alps according to 10Be cosmogenic dating. *Boreas* 41:277-291.
- Ferrara, G.; and Malaroda, M. 1969. Radiometric age of granitic rocks from the Argentera massif (Maritime Alps). *Boll. Soc. Geol. It* 88:311-320.
- Finsinger, W.; Brand, G. J. v. d.; Wagner-Cremer, F.; Blockley, S. P. E.; and Lotter, A. F. 2011. The lateglacial Quercus expansion in the southern European Alps: rapid vegetation response to a late Allerød climate warming? *Journal of Quaternary Science* 26:694-702.
- Finsinger, W.; Tinner, W.; van der Knaap, W.; and Ammann, B. 2006. The expansion of hazel (*Corylus avellana* L.) in the southern Alps: a key for understanding its early Holocene history in Europe? *Quaternary Science Reviews* 25:612-631.
- Fisher, T. G.; Smith, D. G.; and Andrews, J. T. 2002. Preboreal oscillation caused by a glacial Lake Agassiz flood. *Quaternary Science Reviews* 21:873-878.
- Fletcher, W. J.; and Sánchez Goñi, M. F. 2008. Orbital- and sub-orbital-scale climate impacts on vegetation of the western Mediterranean basin over the last 48,000 yr. *Quaternary Research* 70:451-464.
- Fletcher, W. J.; Sánchez Goñi, M. F.; Allen, J. R. M.; Cheddadi, R.; Combourieu-Nebout, N.; Huntley, B.; Lawson, I.; Londeix, L.; Magri, D.; Margari, V.; Müller, U. C.; Naughton, F.; Novenko, E.; Roucoux, K.; and Tzedakis, P. C. 2010. Millennial-scale variability during the last glacial in vegetation records from Europe. *Quaternary Science Reviews* 29:2839-2864.
- Flint, R. F. 1971. *Glacial and Quaternary geology*.
- Fliri, F. 1973. Beiträge zur Geschichte der alpinen Würmvereisung: Forschungen am Banderton von Baumkirchen (Inntal, Nordtirol). *Zeitschrift für Geomorphologie NF (Suppl. 6)*:1-14.
- . 1989. Eine erste Bestimmung des Beginnes der Haupt-Würmvereisung im Zentralraum der Alpen (Albeins bei Brixen). *Der Schlern* 62:65.

- Florineth, D.; and Schlüchter, C. 2000. Alpine evidence for atmospheric circulation patterns in Europe during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Research* 54:295-308.
- Follacci, J.-P. 2000. Seize ans de surveillance du glissement de la Clapiere (Alpes-Maritimes). *Bulletin des laboratoires des Ponts et Chaussées*:9-25.
- Forbes, D.; and Syvitski, J. Paraglacial coasts, Carter RWG, Woodroffe CD, *Coastal Evolution: Late Quaternary shoreline Morphodynamics*, 1994, 373-424. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Frigola, J.; Moreno, A.; Cacho, I.; Canals, M.; Sierro, F. J.; Flores, J. A.; and Grimalt, J. O. 2008. Evidence of abrupt changes in Western Mediterranean Deep Water circulation during the last 50kyr: A high-resolution marine record from the Balearic Sea. *Quaternary International* 181:88-104.
- Frihy, O.; Dewidar, K. M.; Nasr, S.; and El Raey, M. 1998. Change detection of the northeastern Nile Delta of Egypt: shoreline changes, Spit evolution, margin changes of Manzala lagoon and its islands. *International Journal of Remote Sensing* 19:1901-1912.
- Fuchs, M.; and Owen, L. A. 2008. Luminescence dating of glacial and associated sediments: review, recommendations and future directions. *Boreas* 37:636-659.
- Fuller, I. C.; Macklin, M. G.; Lewin, J.; Passmore, D. G.; and Wintle, A. G. 1998. River response to high-frequency climate oscillations in southern Europe over the past 200 k.y. *Geology* 26:275-278.

G

- Gaillardet, J.; Dupré, B.; and Allègre, C. J. 1999. Geochemistry of large river suspended sediments: silicate weathering or recycling tracer? *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63:4037-4051.
- Galy, V.; France-Lanord, C.; Beyssac, O.; Faure, P.; Kudrass, H.; and Palhol, F. 2007. Efficient organic carbon burial in the Bengal fan sustained by the Himalayan erosional system. *Nature* 450:407-U6.
- Ganopolski, A.; and Rahmstorf, S. 2001. Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model. *Nature* 409:153-158.
- Garzanti, E.; Andó, S.; France-Lanord, C.; Censi, P.; Vignola, P.; Galy, V.; and Lupker, M. 2011. Mineralogical and chemical variability of fluvial sediments 2. Suspended-load silt (Ganga–Brahmaputra, Bangladesh). *Earth and Planetary Science Letters* 302:107-120.
- Garzanti, E.; Vezzoli, G.; Andò, S.; Lavé, J.; Attal, M.; France-Lanord, C.; and DeCelles, P. 2007. Quantifying sand provenance and erosion (Marsyandi River, Nepal Himalaya). *Earth and Planetary Science Letters* 258:500-515.
- Gasse, F. 2000. Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews* 19:189-211.
- Genesseeux, M. 1966. Prospection photographique des canyons sous-marins du Var et du Paillon (Alpes-Maritimes) au moyen de la Troïka. Paris: [s.n.].
- Genesseeux, M.; Guibout, P.; and Lacombe, H. 1971. Enregistrements de courants de turbidité dans la vallée sous-marine du Var (Alpes-Maritimes). *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris* 273:2456-2459.
- Genesseeux, M.; Mauffret, A.; and Pautot, G. 1980. Les glissements sous-marins de la pente continentale niçoise et la rupture de câbles en mer Ligure (Méditerranée occidentale). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 290:959-962.
- Genty, D.; Blamart, D.; Ouahdi, R.; Gilmour, M.; Baker, A.; Jouzel, J.; and Van-Exter, S. 2003. Precise dating of Dansgaard-Oeschger climate oscillations in western Europe from stalagmite data. *Nature* 421:833-837.

- Gianotti, F.; Forno, M. G.; Ivy-Ochs, S.; and Kubik, P. W. 2008. New chronological and stratigraphical data on the Ivrea amphitheatre (Piedmont, NW Italy). *Quaternary International* 190:123-135.
- Gibbard, P.; Rose, J.; and Bridgland, D. 1988. The history of the great Northwest European rivers during the past three million years [and discussion]. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. B, Biological Sciences* 318:559-602.
- Goldschmidt, V. M. 1937. The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks. The seventh Hugo Müller Lecture, delivered before the Chemical Society on March 17th, 1937. *Journal of the Chemical Society (Resumed)*:655-673.
- Goldstein, S.; O'nions, R.; and Hamilton, P. 1984. A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems. *Earth and Planetary Science Letters* 70:221-236.
- Goldstein, S. J.; and Jacobsen, S. B. 1988. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 87:249-265.
- Goodbred, S. L.; and Kuehl, S. A. 1999. Holocene and modern sediment budgets for the Ganges-Brahmaputra river system: Evidence for highstand dispersal to flood-plain, shelf, and deep-sea depocenters. *Geology* 27:559-562.
- Granger, D. E.; and Muzikar, P. F. 2001. Dating sediment burial with in situ-produced cosmogenic nuclides: theory, techniques, and limitations. *Earth and Planetary Science Letters* 188:269-281.
- Grimm, E. C.; Jacobson Jr, G. L.; Watts, W. A.; Hansen, B. C.; and Maasch, K. A. 1993. A 50,000-Year Record of Climate Oscillations from Florida and its Temporal Correlation. *Science* 261:198-200.
- Grousset, F. 2001. Les changements abrupts du climat depuis 60 000 ans/Abrupt climatic changes over the last 60,000 years. *Quaternaire* 12:203-211.
- Grousset, F.; Labeyrie, L.; Sinko, J.; Cremer, M.; Bond, G.; Duprat, J.; Cortijo, E.; and Huon, S. 1993. Patterns of ice-rafted detritus in the glacial North Atlantic (40–55 N). *Paleoceanography* 8:175-192.
- Grousset, F.; Parra, M.; Bory, A.; Martinez, P.; Bertrand, P.; Shimmield, G.; and Ellam, R. 1998. Saharan wind regimes traced by the Sr–Nd isotopic composition of subtropical Atlantic sediments: last glacial maximum vs today. *Quaternary Science Reviews* 17:395-409.
- Grousset, F. E.; Pujol, C.; Labeyrie, L.; Auffret, G.; and Boelaert, A. 2000. Were the North Atlantic Heinrich events triggered by the behavior of the European ice sheets? *Geology* 28:123-126.
- Guerzoni, S.; Molinaroli, E.; and Chester, R. 1997. Saharan dust inputs to the western Mediterranean Sea: depositional patterns, geochemistry and sedimentological implications. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 44:631-654.
- Guiot, J.; De Beaulieu, J.; Cheddadi, R.; David, F.; Ponel, P.; and Reille, M. 1993. The climate in Western Europe during the last Glacial/Interglacial cycle derived from pollen and insect remains. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 103:73-93.
- Guiot, J.; Pons, A.; de Beaulieu, J. L.; and Reille, M. 1989. A 140,000-year continental climate reconstruction from two European pollen records. *Nature* 338:309-313.

H

- Habbe, K.; Jerz, H.; and Doppler, G. 1996. Schieferkohlen bei Wasserburg am Inn. *Field Trip Guide, DEUQUA* 15:1996.
- Haddadchi, A.; Ryder, D. S.; Evrard, O.; and Olley, J. 2013. Sediment fingerprinting in fluvial systems: review of tracers, sediment sources and mixing models. *International Journal of Sediment Research* 28:560-578.

- Hadorn, P.; Thew, N.; Russell Coope, G.; Lemdahl, G.; Hajdas, I.; and Bonani, G. 2002. A Late-Glacial and early Holocene environment and climate history for the Neuchâtel region (CH).
- Haeberli, W. 1991. Zur glaziologie der letzteiszeitlichen alpenvergletscherung: Fischer.
- Hallet, B.; Hunter, L.; and Bogen, J. 1996. Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: A review of field data and their implications. *Global and Planetary Change* 12:213-235.
- Harbor, J.; and Warburton, J. 1993. Relative rates of glacial and nonglacial erosion in alpine environments. *Arctic and Alpine Research*:1-7.
- Hartmann, J.; Jansen, N.; Duerr, H. H.; Kempe, S.; and Koehler, P. 2009. Global CO₂-consumption by chemical weathering: What is the contribution of highly active weathering regions? *Global and Planetary Change* 69:185-194.
- Hay, W. W. 1998. Detrital sediment fluxes from continents to oceans. *Chemical Geology* 145:287-323.
- Hayes, A.; Kucera, M.; Kallel, N.; Sbaffi, L.; and Rohling, E. J. 2005. Glacial Mediterranean sea surface temperatures based on planktonic foraminiferal assemblages. *Quaternary Science Reviews* 24:999-1016.
- Hebbeln, D.; Lamy, F.; Mohtadi, M.; and Echtler, H. 2007. Tracing the impact of glacial-interglacial climate variability on erosion of the southern Andes. *Geology* 35:131-134.
- Heinrich, H. 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary research* 29:142-152.
- Hemming, S. R. 2004. Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Reviews of Geophysics* 42.
- Henry, F.; Jeandel, C.; Dupre, B.; and Minster, J.-F. 1994. Particulate and dissolved Nd in the western Mediterranean Sea: sources, fate and budget. *Marine Chemistry* 45:283-305.
- Henry, P.; Deloule, E.; and Michard, A. 1997. The erosion of the Alps: Nd isotopic and geochemical constraints on the sources of the peri-Alpine molasse sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 146:627-644.
- Hesse, R.; and Chough, S. K. 1980. The Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel of the Labrador Sea: II. Deposition of parallel laminated levee-muds from the viscous sublayer of low density turbidity currents. *Sedimentology* 27:697-711.
- Hinderer, M. 2001. Late Quaternary denudation of the Alps, valley and lake fillings and modern river loads. *Geodinamica Acta* 14:231-263.
- . 2012. From gullies to mountain belts: A review of sediment budgets at various scales. *Sedimentary Geology* 280:21-59.
- Hinderer, M.; and Einsele, G. 2001. The world's large lake basins as denudation-accumulation systems and implications for their lifetimes. *J Paleolimnol* 26:355-372.
- Hippe, K.; Kober, F.; Wacker, L.; Fahrni, S. M.; Ivy-Ochs, S.; Akçar, N.; Schlüchter, C.; and Wieler, R. 2013. An update on in situ cosmogenic ¹⁴C analysis at ETH Zürich. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 294:81-86.
- Hoogakker, B.; Rothwell, R.; Rohling, E.; Paterne, M.; Stow, D.; Herrle, J.; and Clayton, T. 2004. Variations in terrigenous dilution in western Mediterranean Sea pelagic sediments in response to climate change during the last glacial cycle. *Marine Geology* 211:21-43.
- Hormes, A.; Ivy-Ochs, S.; Kubik, P. W.; Ferreli, L.; and Maria Michetti, A. 2008. ¹⁰Be exposure ages of a rock avalanche and a late glacial moraine in Alta Valtellina, Italian Alps. *Quaternary International* 190:136-145.
- Hovius, N. 1998. Controls on sediment supply by large rivers. In : Shanley Keith, W., McCabe Peter, J.(Eds.), *Relative Role of Eustasy, Climate, and Tectonism in Continental Rocks* : Special Publication - SEPM (Society for Sedimentary Geology) 57:14.

Hugot, A. 1999. Modélisation des écoulements gravitaires catastrophiques par une approche objet dynamique: Erosion - Transport - Dépôt. Thèse de doctorat, l'Université Pierre et Marie Curie, Paris.

I

Isbell, J. L.; Henry, L. C.; Gulbranson, E. L.; Limarino, C. O.; Fraiser, M. L.; Koch, Z. J.; Cicciooli, P. L.; and Dineen, A. A. 2012. Glacial paradoxes during the late Paleozoic ice age: Evaluating the equilibrium line altitude as a control on glaciation. *Gondwana Research* 22:1-19.

Ivy-Ochs, S.; Kerschner, H.; Reuther, A.; Maisch, M.; Sailer, R.; Schaefer, J.; Kubik, P. W.; Synal, H.-A.; and Schlüchter, C. 2006a. The timing of glacier advances in the northern European Alps based on surface exposure dating with cosmogenic ^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl , and ^{21}Ne . *Geological Society of America Special Papers* 415:43-60.

Ivy-Ochs, S.; Kerschner, H.; Kubik, P. W.; and Schlüchter, C. 2006b. Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: the Gschnitz stadial. *Journal of Quaternary Science* 21:115-130.

Ivy-Ochs, S.; Kerschner, H.; Maisch, M.; Christl, M.; Kubik, P. W.; and Schlüchter, C. 2009. Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. *Quaternary Science Reviews* 28:2137-2149.

Ivy-Ochs, S.; Kerschner, H.; Reuther, A.; Preusser, F.; Heine, K.; Maisch, M.; Kubik, P. W.; and Schlüchter, C. 2008. Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. *Journal of Quaternary Science* 23:559-573.

Ivy-Ochs, S.; Schäfer, J.; Kubik, P.; Synal, H.-A.; and Schlüchter, C. 2004. Timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland). *Eclogae geol. Helv.* 97:47-55.

J

Jacob, J.; Disnar, J.-R.; Arnaud, F.; Chapron, E.; Debret, M.; Lallier-Vergès, E.; Desmet, M.; and Revel-Rolland, M. 2008. Millet cultivation history in the French Alps as evidenced by a sedimentary molecule. *Journal of Archaeological Science* 35:814-820.

Jacobsen, S. B.; and Wasserburg, G. 1980. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. *Earth and Planetary Science Letters* 50:139-155.

Jeandel, C.; Arsouze, T.; Lacan, F.; Techine, P.; and Dutay, J.-C. 2007. Isotopic Nd compositions and concentrations of the lithogenic inputs into the ocean: A compilation, with an emphasis on the margins. *Chemical Geology* 239:156-164.

Jerolmack, D. J.; and Paola, C. 2010. Shredding of environmental signals by sediment transport. *Geophysical Research Letters* 37.

Jimenez-Espejo, F. J.; Martinez-Ruiz, F.; Sakamoto, T.; Iijima, K.; Gallego-Torres, D.; and Harada, N. 2007. Paleoenvironmental changes in the western Mediterranean since the last glacial maximum: High resolution multiproxy record from the Algero-Balearic basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 246:292-306.

Johnsen, S.; Clausen, H. B.; Dansgaard, W.; Fuhrer, K.; Gundestrup, N.; Hammer, C. U.; Iversen, P.; Jouzel, J.; Stauffer, B.; and Steffensen, J. P. 1992. Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature* 359:311-313.

Jorda, M. 1988. Modalités paléoclimatiques et chronologiques de la déglaciation würmienne dans les Alpes françaises du Sud (Bassin durancien et Alpes de Haute Provence). *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*:111-122.

- Jorda, M.; Rosique, T.; and Évin, J. 2000. Données nouvelles sur l'âge du dernier maximum glaciaire dans les Alpes méridionales françaises. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 331:187-193.
- Jorry, S. J.; Jégou, I.; Emmanuel, L.; Silva Jacinto, R.; and Savoye, B. 2011. Turbiditic levee deposition in response to climate changes: The Var Sedimentary Ridge (Ligurian Sea). *Marine Geology* 279:148-161.
- Julian, M. 1977. Une carte géomorphologique des Alpes Maritimes franco-italiennes au 1/200 000e en couleurs. Présentation succincte. *Méditerranée* 28:45-53.
- Julian, M. 1980. Les Alpes franco-Italiennes, Etude Géomorphologique, Université d'Aix-Marseille (France).

K

- Kao, S. J.; and Liu, K. K. 2002. Exacerbation of erosion induced by human perturbation in a typical Oceania watershed: Insight from 45 years of hydrological records from the Lanyang-Hsi River, northeastern Taiwan. *Global Biogeochemical Cycles* 16:16-1-16-7.
- Keller, O.; and Krauss, E. 1998. Datenlage und Modell einer Rhein-Linth-Vorlandvergletscherung zwischen Eem-Interglazial und Hochwürm.
- . 2005. Der Rhein-Linth-Gletscher im letzten Hochglazial.
- Kelly, M. A.; Buoncristiani, J.-F.; and Schlüchter, C. 2004. A reconstruction of the last glacial maximum (LGM) ice-surface geometry in the western Swiss Alps and contiguous Alpine regions in Italy and France. *Eclogae geol. Helv.* 97:57-75.
- Kelly, M. A.; Ivy-Ochs, S.; Kubik, P. W.; Blanckenburg, F. V.; and Schluechter, C. 2006. Chronology of deglaciation based on ^{10}Be dates of glacial erosional features in the Grimsel Pass region, central Swiss Alps. *Boreas* 35:634-643.
- Kerckhove, C.; and G. Monjuvent, G., M. 1979. Carte géologique de la France à 1/250000, Feuille de Gap (35). BRGM.
- Kerschner, H. 1976. Untersuchungen zum Daun-und Egesenstadium in Nordtirol und Graubünden (methodische Überlegungen): Institut für Geographie und Regionalforschung.
- Kerschner, H.; Kaser, G.; and Sailer, R. Alpine Younger Dryas glaciers as precipitation gauges. 2000. *Annals of Glaciology* 31, 80-84.
- Kettner, A. J.; and Syvitski, J. P. M. 2008a. HydroTrend v.3.0: A climate-driven hydrological transport model that simulates discharge and sediment load leaving a river system. *Computers & Geosciences* 34:1170-1183.
- . 2008b. Predicting Discharge and Sediment flux of the Po River, Italy since the Last Glacial Maximum. In *Analogue and Numerical Modelling of Sedimentary Systems: From Understanding to Prediction*: Wiley-Blackwell.
- Kettner, A. J.; and Syvitski, J. P. M. 2009. Fluvial responses to environmental perturbations in the Northern Mediterranean since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews* 28:2386-2397.
- Khripounoff, A.; Crassous, P.; Lo Bue, N.; Dennielou, B.; and Silva Jacinto, R. 2012. Different types of sediment gravity flows detected in the Var submarine canyon (northwestern Mediterranean Sea). *Progress in Oceanography* 106:138-153.
- Khripounoff, A.; Vangriesheim, A.; Crassous, P.; and Etoubleau, J. 2009. High frequency of sediment gravity flow events in the Var submarine canyon (Mediterranean Sea). *Marine Geology* 263:1-6.
- Kirchner, J. W.; Finkel, R. C.; Riebe, C. S.; Granger, D. E.; Clayton, J. L.; King, J. G.; and Megahan, W. F. 2001. Mountain erosion over 10 yr, 10 k.y., and 10 m.y. time scales. *Geology* 29:591-594.

- Kneller, B. 1995. Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction. Geological Society, London, Special Publications 94:31-49.
- Knox, J. C. 1983. Responses of river systems to Holocene climates. Late quaternary environments of the United States 2:26-41.
- Kolla, V.; and Perlmutter, M. 1993. Timing of turbidite sedimentation on the Mississippi Fan. AAPG Bulletin 77:1129-1141.
- Koppes, M. N.; and Montgomery, D. R. 2009. The relative efficacy of fluvial and glacial erosion over modern to orogenic timescales. Nat. Geosci. 2:644-647.
- Kuehl, S. A.; Hariu, T. M.; and Moore, W. S. 1989. Shelf sedimentation off the Ganges-Brahmaputra river system: Evidence for sediment bypassing to the Bengal fan. Geology 17:1132-1135.
- Kuhlemann, J.; Frisch, W.; Székely, B.; Dunkl, I.; and Kázmér, M. 2002. Post-collisional sediment budget history of the Alps: tectonic versus climatic control. Int J Earth Sci (Geol Rundsch) 91:818-837.
- Kuhlemann, J.; Rohling, E. J.; Krumrei, I.; Kubik, P.; Ivy-Ochs, S.; and Kucera, M. 2008. Regional Synthesis of Mediterranean Atmospheric Circulation During the Last Glacial Maximum. Science 321:1338-1340.
- Kutzbach, J.; Bonan, G.; Foley, J.; and Harrison, S. 1996. Vegetation and soil feedbacks on the response of the African monsoon to orbital forcing in the early to middle Holocene.
- Kutzbach, J.; Gallimore, R.; Harrison, S.; Behling, P.; Selin, R.; and Laarif, F. 1998. Climate and biome simulations for the past 21,000 years. Quaternary Science Reviews 17:473-506.

L

- Labeyrie, L.; Vidal, L.; Cortijo, E.; Paterne, M.; Arnold, M.; Duplessy, J.; Vautravers, M.; Labracherie, M.; Duprat, J.; and Turon, J. 1995. Surface and deep hydrology of the Northern Atlantic Ocean during the past 150 000 years. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B: Biological Sciences 348:255-264.
- Lambeck, K.; and Chappell, J. 2001. Sea level change through the last glacial cycle. Science 292:679-686.
- Lamy, F.; Kaiser, J.; Arz, H. W.; Hebbeln, D.; Ninnemann, U.; Timm, O.; Timmermann, A.; and Toggweiler, J. 2007. Modulation of the bipolar seesaw in the Southeast Pacific during Termination 1. Earth and Planetary Science Letters 259:400-413.
- Langbein, W. B.; and Schumm, S. 1958. Yield of sediment in relation to mean annual precipitation. Transactions, American Geophysical Union 39:1076-1084.
- Lasaga, A. C.; Soler, J. M.; Ganor, J.; Burch, T. E.; and Nagy, K. L. 1994. Chemical-Weathering Rate Laws And Global Geochemical Cycles. Geochimica Et Cosmochimica Acta 58:2361-2386.
- Laurent, R. 1971. Charge solide en suspension et géochimie dans un fleuve côtier méditerranéen: le Var (Alpes-Maritimes).
- Lea, D. W.; Pak, D. K.; Peterson, L. C.; and Hughen, K. A. 2003. Synchronicity of Tropical and High-Latitude Atlantic Temperatures over the Last Glacial Termination. Science 301:1361-1364.
- Leeder, M. R. 2011. Tectonic sedimentology: sediment systems deciphering global to local tectonics. Sedimentology 58:2-56.
- Leeder, M. R.; Harris, T.; and Kirkby, M. J. 1998. Sediment supply and climate change: implications for basin stratigraphy. Basin Research 10:7-18.
- Leopold, L. B.; and Maddock, T. 1953. The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications.
- Leuschner, D. C.; and Sirocko, F. 2000. The low-latitude monsoon climate during Dansgaard-Oeschger cycles and Heinrich events. Quaternary Science Reviews 19:243-254.

- Leventer, A.; Williams, D. F.; and Kennett, J. P. 1982. Dynamics of the Laurentide ice sheet during the last deglaciation: evidence from the Gulf of Mexico. *Earth and Planetary Science Letters* 59:11-17.
- Licciardi, J. M.; Teller, J. T.; and Clark, P. U. 1999. Freshwater routing by the Laurentide Ice Sheet during the last deglaciation. *Mechanisms of global climate change at millennial time scales*:177-201.
- Link, A.; and Preusser, F. 2005. Hinweise auf eine Vergletscherung des Kemptener Beckens (Südwest-Bayern) im Mittleren Würm.
- Lister, G. S. 1988. A 15,000-year isotopic record from Lake Zürich of deglaciation and climatic change in Switzerland. *Quaternary Research* 29:129-141.
- Litt, T.; Brauer, A.; Goslar, T.; Merkt, J.; Bałaga, K.; Müller, H.; Ralska-Jasiewiczowa, M.; Stebich, M.; and Negendank, J. F. 2001. Correlation and synchronisation of Lateglacial continental sequences in northern central Europe based on annually laminated lacustrine sediments. *Quaternary Science Reviews* 20:1233-1249.
- Liu, Z.; Colin, C.; Huang, W.; Le, K. P.; Tong, S.; Chen, Z.; and Trentesaux, A. 2007. Climatic and tectonic controls on weathering in south China and Indochina Peninsula: Clay mineralogical and geochemical investigations from the Pearl, Red, and Mekong drainage basins. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8:Q05005.
- Lotter, A. F. 1999. Late-glacial and Holocene vegetation history and dynamics as shown by pollen and plant macrofossil analyses in annually laminated sediments from Soppensee, central Switzerland. *Veget Hist Archaeobot* 8:165-184.
- Lowe, D. R. 1982. Sediment gravity flows; II, Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Research* 52:279-297.
- Ludwig, W.; and Probst, J. L. 1998. River sediment discharge to the oceans: Present-day controls and global budgets. *American Journal of Science* 298:265-295.

M

- MacDonald, G. M.; Velichko, A. A.; Kremenetski, C. V.; Borisova, O. K.; Goleva, A. A.; Andreev, A. A.; Cwynar, L. C.; Riding, R. T.; Forman, S. L.; and Edwards, T. W. 2000. Holocene treeline history and climate change across northern Eurasia. *Quaternary Research* 53:302-311.
- Macklin, M. G.; Fuller, I. C.; Lewin, J.; Maas, G. S.; Passmore, D. G.; Rose, J.; Woodward, J. C.; Black, S.; Hamlin, R. H. B.; and Rowan, J. S. 2002. Correlation of fluvial sequences in the Mediterranean basin over the last 200,000 years and their relationship to climate change. *Quaternary Science Reviews* 21:1633-1641.
- Macklin, M. G.; and Lewin, J. 2008. Alluvial responses to the changing Earth system. *Earth Surface Processes and Landforms* 33:1374-1395.
- Macklin, M. G.; Lewin, J.; and Woodward, J. C. 2012. *The Fluvial Record of Climate Change*. *Phil. Trans. R. Soc. A* 370:2143-2172.
- Magny, M.; and Bégeot, C. 2004. Hydrological changes in the European midlatitudes associated with freshwater outbursts from Lake Agassiz during the Younger Dryas event and the early Holocene. *Quaternary Research* 61:181-192.
- Mahowald, N.; Kohfeld, K.; Hansson, M.; Balkanski, Y.; Harrison, S. P.; Prentice, I. C.; Schulz, M.; and Rodhe, H. 1999. Dust sources and deposition during the last glacial maximum and current climate: A comparison of model results with paleodata from ice cores and marine sediments. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012) 104:15895-15916.
- Malinverno, A.; Ryan, W. B.; Auffret, G.; and Pautot, G. 1988. Sonar images of the path of recent failure events on the continental margin off Nice, France. *Geological Society of America Special Papers* 229:59-76.

- Manabe, S.; and Stouffer, R. J. 1995. Simulation of abrupt climate change induced by freshwater input to the North Atlantic Ocean. *Nature* 378:165-167.
- Manabe, S.; and Stouffer, R. 1988. Two stable equilibria of a coupled ocean-atmosphere model. *Journal of Climate* 1:841-866.
- Manabe, S.; and Stouffer, R. J. 2000. Study of abrupt climate change by a coupled ocean-atmosphere model. *Quaternary Science Reviews* 19:285-299.
- Marcott, S. A.; Clark, P. U.; Padman, L.; Klinkhammer, G. P.; Springer, S. R.; Liu, Z.; Otto-Bliesner, B. L.; Carlson, A. E.; Ungerer, A.; and Padman, J. 2011. Ice-shelf collapse from subsurface warming as a trigger for Heinrich events. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 108:13415-13419.
- Martrat, B.; Grimalt, J. O.; Lopez-Martinez, C.; Cacho, I.; Sierro, F. J.; Flores, J. A.; Zahn, R.; Canals, M.; Curtis, J. H.; and Hodell, D. A. 2004. Abrupt Temperature Changes in the Western Mediterranean over the Past 250,000 Years. *Science* 306:1762-1765.
- Mas, V. 2009. Caractérisation de l'activité hydrosédimentaire dans le Système Turbiditique du Var (NO Méditerranée) et de son enregistrement dans l'archive sédimentaire, Université Sciences et Technologies-Bordeaux I.
- Mas, V.; Mulder, T.; Dennielou, B.; Schmidt, S.; Khrifounoff, A.; and Savoye, B. 2010. Multiscale spatio-temporal variability of sedimentary deposits in the Var turbidite system (North-Western Mediterranean Sea). *Marine Geology* 275:37-52.
- Maxworthy, T. 1999. The dynamics of sedimenting surface gravity currents. *Journal of Fluid Mechanics* 392:27-44.
- Mc Kay, G. A. 1989. Partitioning of rare earth elements between major silicate minerals and basaltic melts. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 21:45-77.
- McLennan, S. M. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks; influence of provenance and sedimentary processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 21:169-200.
- . 1993. WEATHERING AND GLOBAL DENUDATION. *Journal of Geology* 101:295-303.
- McManus, J. 2002. Deltaic responses to changes in river regimes. *Marine Chemistry* 79:155-170.
- McManus, J.; Francois, R.; Gherardi, J.-M.; Keigwin, L.; and Brown-Leger, S. 2004. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature* 428:834-837.
- Meade, R. H.; Dunne, T.; Richey, J. E.; De M. Santos, U.; and Salati, E. 1985. Storage and Remobilization of Suspended Sediment in the Lower Amazon River of Brazil. *Science* 228:488-490.
- Meade, R. H.; Yuzyk, T. R.; and Day, T. J. 1990. Movement and storage of sediment in rivers of the United States and Canada. IN: *Surface Water Hydrology*. Geological Society of America, Boulder, Colorado. 1990. p 255-280.
- Meade, R. H.; and Moody, J. A. 2010. Causes for the decline of suspended-sediment discharge in the Mississippi River system, 1940–2007. *Hydrological Processes* 24:35-49.
- Members, C. P. 1981. *Seasonal reconstructions of the earth's surface at the last glacial maximum*: Geological Society of America.
- Métivier, F.; and Gaudemer, Y. 1999. Stability of output fluxes of large rivers in South and East Asia during the last 2 million years: implications on floodplain processes. *Basin Research* 11:293-303.
- Métivier, F.; Gaudemer, Y.; Tapponnier, P.; and Klein, M. 1999. Mass accumulation rates in Asia during the Cenozoic. *Geophysical Journal International* 137:280-318.
- Meybeck, M.; and Vörösmarty, C. 2005. Fluvial filtering of land-to-ocean fluxes: from natural Holocene variations to Anthropocene. *Comptes Rendus Geoscience* 337:107-123.
- Middleton, G. V.; and Hampton, M. A. 1973. Part I. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition.

- Migeon, S. 2000. Dune géantes et levées sédimentaires en domaine profond: Approches morphologique, sismique et sédimentologique, Université de Nice.
- Migeon, S.; Cattaneo, A.; Hassoun, V.; Larroque, C.; Corradi, N.; Fanucci, F.; Dano, A.; De Lepinay, B. M.; Sage, F.; and Gorini, C. 2011. Morphology, distribution and origin of recent submarine landslides of the Ligurian Margin (North-western Mediterranean): some insights into geohazard assessment. *Marine Geophysical Research* 32:225-243.
- Migeon, S.; Mulder, T.; Savoye, B.; and Sage, F. 2006. The Var turbidite system (Ligurian Sea, northwestern Mediterranean)—morphology, sediment supply, construction of turbidite levee and sediment waves: implications for hydrocarbon reservoirs. *Geo-Mar Lett* 26:361-371.
- . 2012. Hydrodynamic processes, velocity structure and stratification in natural turbidity currents: Results inferred from field data in the Var Turbidite System. *Sedimentary Geology* 245–246:48-62.
- Migeon, S.; Savoye, B.; and Faugeres, J. C. 2000. Quaternary development of migrating sediment waves in the Var deep-sea fan: distribution, growth pattern, and implication for levee evolution. *Sedimentary Geology* 133:265-293.
- Migeon, S.; Savoye, B.; Zanella, E.; Mulder, T.; Faugères, J. C.; and Weber, O. 2001. Detailed seismic-reflection and sedimentary study of turbidite sediment waves on the Var Sedimentary Ridge (SE France): significance for sediment transport and deposition and for the mechanisms of sediment-wave construction. *Marine and Petroleum Geology* 18:179-208.
- Milliman, J.; Farnsworth, K.; Jones, P.; Xu, K.; and Smith, L. 2008. Climatic and anthropogenic factors affecting river discharge to the global ocean, 1951–2000. *Global and planetary change* 62:187-194.
- Milliman, J. D.; and Farnsworth, K. L. 2011. *River discharge to the coastal ocean: a global synthesis*: Cambridge University Press.
- Milliman, J. D.; and Meade, R. H. 1983. World-wide delivery of river sediment to the oceans. *The Journal of Geology*:1-21.
- Milliman, J. D.; Summerhayes, C. P.; and Barretto, H. T. 1975. Quaternary sedimentation on the Amazon continental margin: a model. *Geological Society of America Bulletin* 86:610-614.
- Milliman, J. D.; and Syvitski, J. P. 1992. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *The Journal of Geology*:525-544.
- Milliman, J. D.; Yun-Shan, Q.; Mei-e, R.; and Saito, Y. 1987. Man's influence on the erosion and transport of sediment by Asian rivers: the Yellow River (Huanghe) example. *The Journal of Geology*:751-762.
- Molnar, P. 2001. Climate change, flooding in arid environments, and erosion rates. *Geology* 29:1071-1074.
- . 2004. Late Cenozoic increase in accumulation rates of terrestrial sediment: how might climate change have affected erosion rates? *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 32:67-89.
- Molnar, P.; and England, P. 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? *Nature* 346:29-34.
- Monegato, G.; Ravazzi, C.; Donegana, M.; Pini, R.; Calderoni, G.; and Wick, L. 2007. Evidence of a two-fold glacial advance during the last glacial maximum in the Tagliamento end moraine system (eastern Alps). *Quaternary Research* 68:284-302.
- Monnin, E.; Indermühle, A.; Dällenbach, A.; Flückiger, J.; Stauffer, B.; Stocker, T. F.; Raynaud, D.; and Barnola, J.-M. 2001. Atmospheric CO₂ concentrations over the last glacial termination. *Science* 291:112-114.
- Montgomery, D. R. 2002. Valley formation by fluvial and glacial erosion. *Geology* 30:1047-1050.
- Mook, W. G.; and Van Der Plicht, J. 1999. Reporting (super 14) C activities and concentrations. *Radiocarbon* 41:227-239.

- Morehead, M. D.; Syvitski, J. P.; Hutton, E. W.; and Peckham, S. D. 2003. Modeling the temporal variability in the flux of sediment from ungauged river basins. *Global and Planetary Change* 39:95-110.
- Morellón, M.; Valero-Garcés, B.; Vegas-Vilarrúbia, T.; González-Sampériz, P.; Romero, Ó.; Delgado-Huertas, A.; Mata, P.; Moreno, A.; Rico, M.; and Corella, J. P. 2009. Lateglacial and Holocene palaeohydrology in the western Mediterranean region: The Lake Estanya record (NE Spain). *Quaternary Science Reviews* 28:2582-2599.
- Moreno, A.; Cacho, I.; Canals, M.; Grimalt, J. O.; and Sanchez-Vidal, A. 2004. Millennial-scale variability in the productivity signal from the Alboran Sea record, Western Mediterranean Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 211:205-219.
- Moreno, A.; González-Sampériz, P.; Morellón, M.; Valero-Garcés, B. L.; and Fletcher, W. J. 2012. Northern Iberian abrupt climate change dynamics during the last glacial cycle: A view from lacustrine sediments. *Quaternary Science Reviews* 36:139-153.
- Moreno, A.; Valero-Garcés, B.; González-Sampériz, P.; and Rico, M. 2008. Flood response to rainfall variability during the last 2000 years inferred from the Taravilla Lake record (Central Iberian Range, Spain). *J Paleolimnol* 40:943-961.
- Morgan, R. P. C. 2009. *Soil erosion and conservation*: John Wiley & Sons.
- Mulder, T.; and Alexander, J. 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48:269-299.
- Mulder, T.; and Cochonat, P. 1996. Classification of offshore mass movements. *Journal of Sedimentary Research* 66:43-57.
- Mulder, T.; Migeon, S.; Savoye, B.; and Faugères, J. C. 2001. Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: a record of deposits from flood-generated turbidity currents? *Geo-Mar Lett* 21:86-93.
- Mulder, T.; Migeon, S.; Savoye, B.; and Jouanneau, J.-M. 2001. Twentieth century floods recorded in the deep Mediterranean sediments. *Geology* 29:1011-1014.
- Mulder, T.; Savoye, B.; Piper, D. J. W.; and Syvitski, J. P. M. 1998. The Var submarine sedimentary system: understanding Holocene sediment delivery processes and their importance to the geological record. *Geological Society, London, Special Publications* 129:145-166.
- Mulder, T.; Savoye, B.; and Syvitski, J. 1997b. Numerical modelling of a mid-sized gravity flow: the 1979 Nice turbidity current (dynamics, processes, sediment budget and seafloor impact). *Sedimentology* 44:305-326.
- Mulder, T.; Savoye, B.; Syvitski, J. P. M.; and Parize, O. 1997a. Des courants de turbidité hyperpycniaux dans la tête du canyon du Var ? Données hydrologiques et observations de terrain. Vol. 20. Paris, FRANCE: Elsevier.
- Mulder, T.; and Syvitski, J. 1996. Climatic and morphologic relationships of rivers: Implications of sea-level fluctuations on river loads. *The Journal of Geology*:509-523.
- Mulder, T.; and Syvitski, J. P. 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *The Journal of Geology*:285-299.
- Mulder, T.; Syvitski, J. P.; Migeon, S.; Faugères, J.-C.; and Savoye, B. 2003. Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology* 20:861-882.
- Muto, T.; and Steel, R. J. 2002. In Defense of Shelf-Edge Delta Development during Falling and Lowstand of Relative Sea Level. *The Journal of Geology* 110:421-436.

N

- Nakajima, T.; and Itaki, T. 2007. Late Quaternary terrestrial climatic variability recorded in deep-sea turbidites along the Toyama Deep-Sea Channel, central Japan Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 247:162-179.
- NGRIP-members; Andersen, K. K.; Azuma, N.; Barnola, J.-M.; Bigler, M.; Biscaye, P.; Caillon, N.; Chappellaz, J.; Clausen, H. B.; Dahl-Jensen, D.; and Fischer, H. 2004. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature* 431:147-151.
- Nicol-Pichard, S.; and Dubar, M. 1998. Reconstruction of late-glacial and holocene environments in southeast France based on the study of a 66-m long core from Biot, Alpes Maritimes. *Veget Hist Archaeobot* 7:11-15.
- Normark, W. R.; and Piper, D. J. W. 1991. Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record. *SEPM Special Publication* 46:207-229.
- Normark, W. R.; Posamentier, H.; and Mutti, E. 1993. Turbidite systems: state of the art and future directions. *Reviews of Geophysics* 31:91-116.

O

- Olley, J.; and Caitcheon, G. 2000. Major element chemistry of sediments from the Darling–Barwon River and its tributaries: implications for sediment and phosphorus sources. *Hydrological Processes* 14:1159-1175.
- Orombelli, G. 1974. Alcune date C14 per il Quaternario lombardo. *Studi Trentini di Scienze Naturali* 51:125-127.
- Orombelli, G. 1998. Le torbe del Rutor: una successione significativa per la storia olocenica dei ghiacciai e del clima nelle Alpi. *Mem. Soc. Geogr. It* 40:153-165.
- Ortu, E.; Peyron, O.; Bordon, A.; de Beaulieu, J. L.; Siniscalco, C.; and Caramiello, R. 2008. Lateglacial and Holocene climate oscillations in the South-western Alps: An attempt at quantitative reconstruction. *Quaternary International* 190:71-88.
- Otto-Bliesner, B. L.; Brady, E. C.; Clauzet, G.; Tomas, R.; Levis, S.; and Kothavala, Z. 2006. Last glacial maximum and Holocene climate in CCSM3. *Journal of Climate* 19:2526-2544.

P

- Paillard, D.; and Labeyriet, L. 1994. Role of the thermohaline circulation in the abrupt warming after Heinrich events.
- Parsons, J. D.; Bush, J. W.; and Syvitski, J. P. 2001. Hyperpycnal plume formation from riverine outflows with small sediment concentrations. *Sedimentology* 48:465-478.
- Patzelt, G.; and Sarnthein, M. 1995. Late Glacial morainal arc at Trins in the Gschnitz valley/Tyrol–‘Krotenweiher’ peat bog; 12. *Alpine Traverse, Max Maisch. Quaternary field trips in central Europe* 2:669-670.
- Peizhen, Z.; Molnar, P.; and Downs, W. R. 2001. Increased sedimentation rates and grain sizes 2–4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates. *Nature* 410:891-897.
- Pellegrini, G. B.; Albanese, D.; Bertoldi, R.; and Surian, N. 2005. La deglaciazione alpina nel Vallone Bellunese, Alpi meridionali orientali. *Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat* 7:271-280.

- Peterson, L. C.; Haug, G. H.; Hughen, K. A.; and Röhl, U. 2000. Rapid Changes in the Hydrologic Cycle of the Tropical Atlantic During the Last Glacial. *Science* 290:1947-1951.
- Peyron, O.; Guiot, J.; Cheddadi, R.; Tarasov, P.; Reille, M.; de Beaulieu, J.-L.; Bottema, S.; and Andrieu, V. 1998. Climatic reconstruction in Europe for 18,000 yr BP from pollen data. *Quaternary research* 49:183-196.
- Phillips, J. 2003. Alluvial storage and the long-term stability of sediment yields. *Basin Research* 15:153-163.
- Phillips, J. D. 1991. Fluvial sediment budgets in the North Carolina Piedmont. *Geomorphology* 4:231-241.
- Phillips, J. D.; and Slattery, M. C. 2006. Sediment storage, sea level, and sediment delivery to the ocean by coastal plain rivers. *Progress in Physical Geography* 30:513-530.
- Phillips, J. M.; Russell, M. A.; and Walling, D. E. 2000. Time-integrated sampling of fluvial suspended sediment: a simple methodology for small catchments. *Hydrological Processes* 14:2589-2602.
- Pini, R.; Ravazzi, C.; and Reimer, P. J. 2010. The vegetation and climate history of the last glacial cycle in a new pollen record from Lake Fimon (southern Alpine foreland, N-Italy). *Quaternary Science Reviews* 29:3115-3137.
- Piper, D. J. W.; and Savoye, B. 1993. Processes of late Quaternary turbidity current flow and deposition on the Var deep-sea fan, north-west Mediterranean Sea. *Sedimentology* 40:557-582.
- Piper, D. J.; and Deptuck, M. 1997. Fine-grained turbidites of the Amazon Fan: facies characterization and interpretation. Paper read at Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results.
- Posamentier, H. W.; and Allen, G. P. 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy-concepts and applications. Vol. 7, Concepts in Sedimentology and Paleontology. Tulsa, Oklahoma, U.S.A.: SEPM (Society for Sedimentary Geology).
- Prentice, I. C.; Guiot, J.; and Harrison, S. P. 1992. Mediterranean vegetation, lake levels and palaeoclimate at the Last Glacial Maximum. *Nature* 360:658-660.
- Prentice, I. C.; Jolly, D.; and participants, B. 2000. Mid-Holocene and glacial-maximum vegetation geography of the northern continents and Africa. *Journal of Biogeography* 27:507-519.
- Preusser, F. 2003. IRSL dating of K-rich feldspars using the SAR protocol: comparison with independent age control. *Ancient tL* 21:17-23.
- . 2004. Towards a chronology of the Late Pleistocene in the northern Alpine Foreland. *Boreas* 33:195-210.

R

- Rahmstorf, S. 1994. Rapid climate transitions in a coupled ocean-atmosphere model. *Nature* 372:82-85.
- Ramstein, G.; Kageyama, M.; Guiot, J.; Wu, H.; Hély, C.; Krinner, G.; and Brewer, S. 2007. How cold was Europe at the Last Glacial Maximum? A synthesis of the progress achieved since the first PMIP model-data comparison. *Climate of the Past* 3:331-339.
- Rasmussen, S. O.; Andersen, K. K.; Svensson, A. M.; Steffensen, J. P.; Vinther, B. M.; Clausen, H. B.; Siggaard-Andersen, M. L.; Johnsen, S. J.; Larsen, L. B.; Dahl-Jensen, D.; Bigler, M.; Röthlisberger, R.; Fischer, H.; Goto-Azuma, K.; Hansson, M. E.; and Ruth, U. 2006. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 111:D06102.
- Rasmussen, S. O.; Vinther, B. M.; Clausen, H. B.; and Andersen, K. K. 2007. Early Holocene climate oscillations recorded in three Greenland ice cores. *Quaternary Science Reviews* 26:1907-1914.

- Rasmussen, T. L.; and Thomsen, E. 2004. The role of the North Atlantic Drift in the millennial timescale glacial climate fluctuations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 210:101-116.
- Rasmussen, T. L.; and Thomsen, E. 2013. Pink marine sediments reveal rapid ice melt and Arctic meltwater discharge during Dansgaard–Oeschger warmings. *Nat Commun* 4.
- Ravazzi, C.; Badino, F.; Marsetti, D.; Patera, G.; and Reimer, P. J. 2012. Glacial to paraglacial history and forest recovery in the Oglia glacier system (Italian Alps) between 26 and 15 ka cal BP. *Quaternary Science Reviews* 58:146-161.
- Ray, N.; and Adams, J. 2001. A GIS-based vegetation map of the world at the last glacial maximum (25,000-15,000 BP). *Internet Archaeology* 11.
- Reille, M.; and de Beaulieu, J.-L. 1995. Long Pleistocene pollen records from the Praclaux Crater, south-central France. *Quaternary Research* 44:205-215.
- Reimer, P. J.; Baillie, M. G. L.; Bard, E.; Bayliss, A.; Beck, J. W.; Blackwell, P. G.; Ramsey, C. B.; Buck, C. E.; Burr, G. S.; Edwards, R. L.; Friedrich, M.; Grootes, P. M.; Guilderson, T. P.; Hajdas, I.; Heaton, T. J.; Hogg, A. G.; Hughen, K. A.; Kaiser, K. F.; Kromer, B.; McCormac, F. G.; Manning, S. W.; Reimer, R. W.; Richards, D. A.; Southon, J. R.; Talamo, S.; Turney, C. S. M.; van der Plicht, J.; and Weyhenmeyer, C. E. 2009. *IntCal09 and Marine09 Radiocarbon Age Calibration Curves, 0-50,000 Years cal BP*, 2011.
- Reitner, J. M. 2005. Quartärgeologie und Landschaftsentwicklung im Raum Kitzbühel-St. Johann iT-Hopfgarten (Nordtirol) vom Riss bis in das Würm-Spätglazial (MIS 6-2):
- Reitner, J. M. 2007. Glacial dynamics at the beginning of Termination I in the Eastern Alps and their stratigraphic implications. *Quaternary International* 164–165:64-84.
- Renner, F. B. 1982. Beiträge zur Gletschergeschichte des Gotthardgebietes und dendroklimatologische Analysen an fossilen Hölzern. Vol. 8: Universität Zürich.
- Renssen, H.; and Isarin, R. 2001. The two major warming phases of the last deglaciation at ~ 14.7 and ~ 11.5 ka cal BP in Europe: climate reconstructions and AGCM experiments. *Global and Planetary Change* 30:117-153.
- Revel-Rolland, M.; Arnaud, F.; Chapron, E.; Desmet, M.; Givelet, N.; Alibert, C.; and McCulloch, M. 2005. Sr and Nd isotopes as tracers of clastic sources in Lake Le Bourget sediment (NW Alps, France) during the Little Ice Age: Palaeohydrology implications. *Chemical Geology* 224:183-200.
- Rohling, E. J. 1994. Review and new aspects concerning the formation of eastern Mediterranean sapropels. *Marine Geology* 122:1-28.
- Rohling, E. J.; Hayes, A.; De Rijk, S.; Kroon, D.; Zachariasse, W.; and Eisma, D. 1998. Abrupt cold spells in the northwest Mediterranean. *Paleoceanography* 13:316-322.
- Rossato, S.; Monegato, G.; Mozzi, P.; Cucato, M.; Gaudio, B.; and Miola, A. 2013. Late Quaternary glaciations and connections to the piedmont plain in the prealpine environment: The middle and lower Astico Valley (NE Italy). *Quaternary International* 288:8-24.
- Rosser, N. J. 2010. Landslides and Rockfalls. *Sediment Cascades: An Integrated Approach*:55-87.
- Rothwell, R. G.; Hoogakker, B.; Thomson, J.; Croudace, I. W.; and Frenz, M. 2006. Turbidite emplacement on the southern Balearic Abyssal Plain (western Mediterranean Sea) during Marine Isotope Stages 1–3: an application of ITRAX XRF scanning of sediment cores to lithostratigraphic analysis. *Geological Society, London, Special Publications* 267:79-98.
- Rouire, J.; Autran, A.; Prost, A.; Rossi, J.; and Rosset, C. 1980. Carte géologique de la France à 1/250000, feuille de Nice (40). BRGM.
- Ruddiman, W. F. 2001. *Earth's Climate: past and future*: Macmillan.
- Ruddiman, W. 2008. *Earth's Climate, Past and Future*.
- Ryan, W. B.; and Cita, M. B. 1978. The nature and distribution of Messinian erosional surfaces—Indicators of a several-kilometer-deep Mediterranean in the Miocene. *Marine Geology* 27:193-230.

S

- Sage, L. 1976. La sédimentation à l'embouchure d'un fleuve côtier méditerranéen: le Var., Université de Nice.
- Saillard, M.; Petit, C.; Rolland, Y.; Braucher, R.; Bourlès, D. L.; Zerathe, S.; Revel, M.; and Jourdon, A. 2014. Late Quaternary incision rates in the Vésubie catchment area (Southern French Alps) from in situ-produced ^{36}Cl cosmogenic nuclide dating: Tectonic and climatic implications. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*.
- Samartin, S.; Heiri, O.; Lotter, A. F.; and Tinner, W. 2012. Climate warming and vegetation response after Heinrich event 1 (16 700–16 000 cal yr BP) in Europe south of the Alps. *Clim. Past* 8:1913-1927.
- Sanchez, G.; Rolland, Y.; Jolivet, M.; Bricchau, S.; Corsini, M.; and Carter, A. 2011. Exhumation controlled by transcurrent tectonics: the Argentera–Mercantour massif (SW Alps). *Terra Nova* 23:116-126.
- Savoie, B. 1990. Instabilités sous-marines étudiées par submersibles. Paper read at Intervention Sous-Marine ISM 90, Toulon (France), 3-5 Dec 1990.
- Savoie, B.; and Piper, D. 1991. The Messinian event on the margin of the Mediterranean Sea in the Nice area, southern France. *Marine Geology* 97:279-304.
- Savoie, B.; Piper, D. J. W.; and Droz, L. 1993. Plio-Pleistocene evolution of the Var deep-sea fan off the French Riviera. *Marine and Petroleum Geology* 10:550-571.
- Schaefer, J. M.; Denton, G. H.; Barrell, D. J.; Ivy-Ochs, S.; Kubik, P. W.; Andersen, B. G.; Phillips, F. M.; Lowell, T. V.; and Schlüchter, C. 2006. Near-synchronous interhemispheric termination of the last glacial maximum in mid-latitudes. *Science* 312:1510-3.
- Schimmelpfennig, I.; Schaefer, J. M.; Akçar, N.; Ivy-Ochs, S.; Finkel, R. C.; and Schlüchter, C. 2012. Holocene glacier culminations in the Western Alps and their hemispheric relevance. *Geology*.
- Schlüchter, C. 1991. Fazies und Chronologie des letzteiszeitlichen Eisaufbaus im Alpenvorland der Schweiz.
- . 2004. The Swiss glacial record—a schematic summary. *Developments in Quaternary Sciences* 2:413-418.
- Schlüchter, C.; Maisch, M.; Suter, J.; Fitze, P.; Keller, W.; Burga, C.; and Wynistorf, E. 1987. Dap Schieferkohlen-Profil von Gossau (Kanton Zürich) und seine Stratigraphische Stellung innerhalb der letzten Eiszeit. *Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich* 132:135-174.
- Schlüchter, C.; and Röthlisberger, C. 1995. 100,000 Jahre Gletschergeschichte. Gletscher im ständigen Wandel., Vdf. Hochschulverlag AG ETH Zürich, Switzerland:47-63.
- Schlüchter, C. 2004. The Swiss glacial record—a schematic summary. *Developments in Quaternary Sciences* 2:413-418.
- Schmidt, M. W.; Vautravers, M. J.; and Spero, H. J. 2006. Rapid subtropical North Atlantic salinity oscillations across Dansgaard-Oeschger cycles. *Nature* 443:561-564.
- Schneider, R. E. 1978. Pollenanalytische Untersuchungen zur Kenntnis der spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte am Südrand der Alpen zwischen Turin und Varese (Italien).
- Schoeneich, P. 1998. Corrélation du dernier maximum glaciaire et de la déglaciation alpine avec l'enregistrement isotopique du Groenland [Correlation of the alpine LGM and déglaciation with the Greenland isotopic record.]. *Quaternaire* 9:203-215.
- Schreiner, A. 1992. Einführung in die Quartärgeologie: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller).
- Schumm, S. A. 1965. Quaternary Palaeohydrology. In : Wright, H.E., and Frey, D.G., eds., *The Quaternary of the United States*: .

- . 1977. *The fluvial system*. New York Wiley.
- Schwander, J.; Eicher, U.; and Ammann, B. 2000. Oxygen isotopes of lake marl at Gerzensee and Leysin (Switzerland), covering the Younger Dryas and two minor oscillations, and their correlation to the GRIP ice core. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 159:203-214.
- Serpelloni, E.; Faccenna, C.; Spada, G.; Dong, D.; and Williams, S. D. 2013. Vertical GPS ground motion rates in the Euro-Mediterranean region: New evidence of velocity gradients at different spatial scales along the Nubia-Eurasia plate boundary. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 118:6003-6024.
- Shackleton, N. J.; Fairbanks, R. G.; Chiu, T.-c.; and Parrenin, F. 2004. Absolute calibration of the Greenland time scale: implications for Antarctic time scales and for $\Delta^{14}\text{C}$. *Quaternary Science Reviews* 23:1513-1522.
- Shackleton, N. J.; Hall, M. A.; and Vincent, E. 2000. Phase relationships between millennial-scale events 64,000–24,000 years ago. *Paleoceanography* 15:565-569.
- Shakun, J. D.; Clark, P. U.; He, F.; Marcott, S. A.; Mix, A. C.; Liu, Z.; Otto-Bliesner, B.; Schmittner, A.; and Bard, E. 2012. Global warming preceded by increasing carbon dioxide concentrations during the last deglaciation. *Nature* 484:49-54.
- Shanmugam, G. 2000. 50 years of the turbidite paradigm (1950s—1990s): deep-water processes and facies models—a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology* 17:285-342.
- Siani, G.; Paterne, M.; Michel, E.; Sulpizio, R.; Sbrana, A.; Arnold, M.; and Haddad, G. 2001. Mediterranean Sea Surface Radiocarbon Reservoir Age Changes Since the Last Glacial Maximum. *Science* 294:1917-1920.
- Siddall, M.; Rohling, E. J.; Almogi-Labin, A.; Hemleben, C.; Meischner, D.; Schmelzer, I.; and Smeed, D. 2003. Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature* 423:853-858.
- Sierro, F. J.; Hodell, D. A.; Curtis, J. H.; Flores, J. A.; Reguera, I.; Colmenero-Hidalgo, E.; Bárcena, M. A.; Grimalt, J. O.; Cacho, I.; Frigola, J.; and Canals, M. 2005. Impact of iceberg melting on Mediterranean thermohaline circulation during Heinrich events. *Paleoceanography* 20:PA2019.
- Sierro, F. J.; Andersen, N.; Bassetti, M. A.; Berné, S.; Canals, M.; Curtis, J. H.; Dennielou, B.; Flores, J. A.; Frigola, J.; Gonzalez-Mora, B.; Grimalt, J. O.; Hodell, D. A.; Jouet, G.; Pérez-Folgado, M.; and Schneider, R. 2009. Phase relationship between sea level and abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews* 28:2867-2881.
- Simpson, G.; and Castellort, S. 2012. Model shows that rivers transmit high-frequency climate cycles to the sedimentary record. *Geology*.
- Singh, S. K.; Rai, S. K.; and Krishnaswami, S. 2008. Sr and Nd isotopes in river sediments from the Ganga Basin: Sediment provenance and spatial variability in physical erosion. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* (2003–2012) 113.
- Skene, K. I.; and Piper, D. J. W. 2003. Late Quaternary stratigraphy of Laurentian Fan: a record of events off the eastern Canadian continental margin during the last deglacial period. *Quaternary International* 99–100:135-152.
- Skene, K. I.; Piper, D. J. W.; and Hill, P. S. 2002. Quantitative analysis of variations in depositional sequence thickness from submarine channel levees. *Sedimentology* 49:1411-1430.
- Slaymaker, O. 2003. The sediment budget as conceptual framework and management tool. *Hydrobiologia* 494:71-82.
- Soulet, G.; Ménot, G.; Bayon, G.; Rostek, F.; Ponzevera, E.; Toucanne, S.; Lericolais, G.; and Bard, E. 2013. Abrupt drainage cycles of the Fennoscandian Ice Sheet. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 110:6682-6687.
- Soutadé, G.; Julian, M.; Dresch, J.; Chardon, M.; and Bravard, Y. 1987. Dynamique de l'évolution des reliefs au cours du Quaternaire. *Méditerranée*:37-60.

- Spötl, C.; Reimer, P. J.; Starnberger, R.; and Reimer, R. W. 2013. A new radiocarbon chronology of Baumkirchen, stratotype for the onset of the Upper Würmian in the Alps. *Journal of Quaternary Science* 28:552-558.
- Stacey, M. W.; and Bowen, A. J. 1988. The vertical structure of density and turbidity currents: Theory and observations. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 93:3528-3542.
- Stephens, B. B.; and Keeling, R. F. 2000. The influence of Antarctic sea ice on glacial–interglacial CO₂ variations. *Nature* 404:171-174.
- Stocker, T. F. 1998. The seesaw effect. *Science* 282:61-62.
- Stocker, T. F.; and Johnsen, S. J. 2003. A minimum thermodynamic model for the bipolar seesaw. *Paleoceanography* 18.
- Stott, L.; Poulsen, C.; Lund, S.; and Thunell, R. 2002. Super ENSO and global climate oscillations at millennial time scales. *Science* 297:222-226.
- Stow, D.; and Piper, D. 1984. Deep-water fine-grained sediments: facies models. Geological Society, London, Special Publications 15:611-646.
- Stow, D. A.; and Shanmugam, G. 1980. Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. *Sedimentary Geology* 25:23-42.
- Studer, M. 2005. Gletschergeschichtliche Untersuchungen und geomorphologische Kartierung im Raum Maloja-Val Forno: ein Beitrag zur regionalen Landschaftsgeschichte.
- Stuiver, M.; And Reimer, P. 1993. Extended 14C Data Base and Revised Calib 3.0 14C Age Calibration Program. *Radiocarbon* 35:215-230.
- Su, C.-C.; and Huh, C.-A. 2002. 210Pb, 137Cs and 239,240Pu in East China Sea sediments: sources, pathways and budgets of sediments and radionuclides. *Marine Geology* 183:163-178.
- Svensson, A.; Andersen, K. K.; Bigler, M.; Clausen, H. B.; Dahl-Jensen, D.; Davies, S. M.; Johnsen, S. J.; Muscheler, R.; Parrenin, F.; Rasmussen, S. O.; Röthlisberger, R.; Seierstad, I.; Steffensen, J. P.; and Vinther, B. M. 2008. A 60 000 year Greenland stratigraphic ice core chronology. *Clim. Past* 4:47-57.
- Svensson, A.; Andersen, K. K.; Bigler, M.; Clausen, H. B.; Dahl-Jensen, D.; Davies, S. M.; Johnsen, S. J.; Muscheler, R.; Rasmussen, S. O.; and Röthlisberger, R. 2006. The Greenland ice core chronology 2005, 15–42ka. Part 2: comparison to other records. *Quaternary Science Reviews* 25:3258-3267.
- Syvitski, J.; and Alcott, J. 1995. RIVER3: simulation of water and sediment river discharge from climate and drainage basin variables. *Computers and Geosciences* 21:89-101.
- Syvitski, J. P.; and Lee, H. J. 1997. Postglacial sequence stratigraphy of Lake Melville, Labrador. *Marine Geology* 143:55-79.
- Syvitski, J. P.; Lewis, C. M.; and Piper, D. J. 1996. Palaeoceanographic information derived from acoustic surveys of glaciated continental margins: examples from eastern Canada. Geological Society, London, Special Publications 111:51-76.
- Syvitski, J. P.; and Milliman, J. D. 2007. Geology, geography, and humans battle for dominance over the delivery of fluvial sediment to the coastal ocean. *The Journal of Geology* 115:1-19.
- Syvitski, J. P.; Morehead, M. D.; and Nicholson, M. 1998. HYDROTREND: a climate-driven hydrologic-transport model for predicting discharge and sediment load to lakes or oceans. *Computers & Geosciences* 24:51-68.
- Syvitski, J. P.; Peckham, S. D.; Hilberman, R.; and Mulder, T. 2003. Predicting the terrestrial flux of sediment to the global ocean: a planetary perspective. *Sedimentary Geology* 162:5-24.
- Syvitski, J. P.; and Shaw, J. 1995. Sedimentology and geomorphology of fjords. *Developments in sedimentology* 53:113-178.
- Syvitski, J. P.; Vörösmarty, C. J.; Kettner, A. J.; and Green, P. 2005. Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *Science* 308:376-380.

T

- Teller, J. T.; Leverington, D. W.; and Mann, J. D. 2002. Freshwater outbursts to the oceans from glacial Lake Agassiz and their role in climate change during the last deglaciation. *Quaternary Science Reviews* 21:879-887.
- Tinner, W.; Hubschmid, P.; Wehrli, M.; Ammann, B.; and Conedera, M. 1999. Long-term forest fire ecology and dynamics in southern Switzerland. *Journal of Ecology* 87:273-289.
- Tinner, W.; Conedera, M.; Ammann, B.; and Lotter, A. F. 2005. Fire ecology north and south of the Alps since the last ice age. *The Holocene* 15:1214-1226.
- Tinner, W.; and Kaltenrieder, P. 2005. Rapid responses of high-mountain vegetation to early Holocene environmental changes in the Swiss Alps. *Journal of Ecology* 93:936-947.
- Toucanne, S.; Zaragosi, S.; Bourillet, J. F.; Naughton, F.; Cremer, M.; Eynaud, F.; and Dennielou, B. 2008. Activity of the turbidite levees of the Celtic–Armorican margin (Bay of Biscay) during the last 30,000 years: Imprints of the last European deglaciation and Heinrich events. *Marine Geology* 247:84-103.
- Toucanne, S.; Zaragosi, S.; Bourillet, J.-F.; Marieu, V.; Cremer, M.; Kageyama, M.; Van Vliet-Lanoë, B.; Eynaud, F.; Turon, J.-L.; and Gibbard, P. L. 2010. The first estimation of Fleuve Manche palaeoriver discharge during the last deglaciation: Evidence for Fennoscandian ice sheet meltwater flow in the English Channel ca 20–18ka . *Earth and Planetary Science Letters* 290:459-473.
- Toucanne, S.; Zaragosi, S.; Bourillet, J. F.; Cremer, M.; Eynaud, F.; Van Vliet-Lanoë, B.; Penaud, A.; Fontanier, C.; Turon, J. L.; Cortijo, E.; and Gibbard, P. L. 2009. Timing of massive ‘Fleuve Manche’ discharges over the last 350 kyr: insights into the European ice-sheet oscillations and the European drainage network from MIS 10 to 2. *Quaternary Science Reviews* 28:1238-1256.
- Toucanne, S.; Zaragosi, S.; Bourillet, J.-F.; Dennielou, B.; Jorry, S. J.; Jouet, G.; and Cremer, M. 2012. External controls on turbidite sedimentation on the glacially-influenced Armorican margin (Bay of Biscay, western European margin). *Marine Geology* 303–306:137-153.
- Trimble, S. W. 1977. The fallacy of stream equilibrium in contemporary denudation studies. *American Journal of Science* 277:876-887.
- . 1981. Changes in sediment storage in the Coon Creek basin, Driftless Area, Wisconsin, 1853 to 1975. *Science* 214:181-183.
- . 1999. Decreased rates of alluvial sediment storage in the Coon Creek Basin, Wisconsin, 1975-93. *Science* 285:1244-1246.
- Tucker, G. E.; and Slingerland, R. 1997. Drainage basin responses to climate change. *Water Resources Research* 33:2031-2047.
- Tütken, T.; Eisenhauer, A.; Wiegand, B.; and Hansen, B. T. 2002. Glacial–interglacial cycles in Sr and Nd isotopic composition of Arctic marine sediments triggered by the Svalbard/Barents Sea ice sheet. *Marine Geology* 182:351-372.

V

- van Andel, T. H. 2002. The Climate and Landscape of the Middle Part of the Weichselian Glaciation in Europe: The Stage 3 Project. *Quaternary Research* 57:2-8.
- Van De Wiel, M. J.; and Coulthard, T. J. 2010. Self-organized criticality in river basins: Challenging sedimentary records of environmental change. *Geology* 38:87-90.

- van Husen, D. 1977. Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal: mit 1 quartärgeologischen Karte 1: 50 000: Geolog. Bundesanstalt.
- . 1997. LGM and late-glacial fluctuations in the Eastern Alps. *Quaternary International* 38:109-118.
- . 2000. Geological processes during the Quaternary. *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft* 92:135-156.
- Van Oost, K.; Quine, T. A.; Govers, G.; De Gryze, S.; Six, J.; Harden, J. W.; Ritchie, J. C.; McCarty, G. W.; Heckrath, G.; Kosmas, C.; Giraldez, J. V.; da Silva, J. R. M.; and Merckx, R. 2007. The impact of agricultural soil erosion on the global carbon cycle. *Science* 318:626-629.
- Vescovi, E.; Ravazzi, C.; Arpentì, E.; Finsinger, W.; Pini, R.; Valsecchi, V.; Wick, L.; Ammann, B.; and Tinner, W. 2007. Interactions between climate and vegetation during the Lateglacial period as recorded by lake and mire sediment archives in Northern Italy and Southern Switzerland. *Quaternary Science Reviews* 26:1650-1669.
- Vidal, L.; Labeyrie, L.; Cortijo, E.; Arnold, M.; Duplessy, J.; Michel, E.; Becque, S.; and Van Weering, T. 1997. Evidence for changes in the North Atlantic Deep Water linked to meltwater surges during the Heinrich events. *Earth and Planetary Science Letters* 146:13-27.
- Viers, J.; Dupre, B.; and Gaillardet, J. 2009. Chemical composition of suspended sediments in World Rivers: New insights from a new database. *Science of the Total Environment* 407:853-868.
- Voelker, A. H.; Lebreiro, S.; Schönfeld, J.; Cacho, I.; Erlenkeuser, H.; and Abrantes, F. 2006. Mediterranean outflow strengthening during northern hemisphere coolings: a salt source for the glacial Atlantic? *Earth and Planetary Science Letters* 245:39-55.
- Voelker, A. H. L.; and de Abreu, L. 2011. A Review of Abrupt Climate Change Events in the Northeastern Atlantic Ocean (Iberian Margin): Latitudinal, Longitudinal, and Vertical Gradients. In *Abrupt Climate Change: Mechanisms, Patterns, and Impacts*: American Geophysical Union.
- von Blanckenburg, F. 2005. The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment. *Earth and Planetary Science Letters* 237:462-479.
- von Grafenstein, U.; Eicher, U.; Erlenkeuser, H.; Ruch, P.; Schwander, J.; and Ammann, B. 2000. Isotope signature of the Younger Dryas and two minor oscillations at Gerzensee (Switzerland): palaeoclimatic and palaeolimnologic interpretation based on bulk and biogenic carbonates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 159:215-229.
- von Grafenstein, U.; Erlenkeuser, H.; Brauer, A.; Jouzel, J.; and Johnsen, S. J. 1999. A mid-European decadal isotope-climate record from 15,500 to 5000 years BP. *Science* 284:1654-1657.
- Von Grafenstein, U.; Erlenkeuser, H.; Müller, J.; Jouzel, J.; and Johnsen, S. 1998. The cold event 8200 years ago documented in oxygen isotope records of precipitation in Europe and Greenland. *Climate Dynamics* 14:73-81.
- Vörösmarty, C. J.; Meybeck, M.; Fekete, B.; Sharma, K.; Green, P.; and Syvitski, J. P. 2003. Anthropogenic sediment retention: major global impact from registered river impoundments. *Global and Planetary Change* 39:169-190.

W

- Waelbroeck, C.; Labeyrie, L.; Michel, E.; Duplessy, J. C.; McManus, J.; Lambeck, K.; Balbon, E.; and Labracherie, M. 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews* 21:295-305.
- Walling, D.; and Webb, B. 1983. Patterns of sediment yield. Background to palaeohydrology: a perspective 158:69.
- Walling, D. E.; and Webb, B. W. 1996. Erosion and sediment yield: a global overview.

- Wallinga, J. 2002. Optically stimulated luminescence dating of fluvial deposits: a review. *Boreas* 31:303-322.
- Wang, Y.; Cheng, H.; Edwards, R. L.; He, Y.; Kong, X.; An, Z.; Wu, J.; Kelly, M. J.; Dykoski, C. A.; and Li, X. 2005. The Holocene Asian monsoon: links to solar changes and North Atlantic climate. *Science* 308:854-857.
- Wang, Y. J.; Cheng, H.; Edwards, R. L.; An, Z. S.; Wu, J. Y.; Shen, C.-C.; and Dorale, J. A. 2001. A High-Resolution Absolute-Dated Late Pleistocene Monsoon Record from Hulu Cave, China. *Science* 294:2345-2348.
- Wanner, H.; Beer, J.; Buetikofer, J.; Crowley, T. J.; Cubasch, U.; Flueckiger, J.; Goosse, H.; Grosjean, M.; Joos, F.; and Kaplan, J. O. 2008. Mid-to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews* 27:1791-1828.
- Warrick, J. A.; and Milliman, J. D. 2003. Hyperpycnal sediment discharge from semiarid southern California rivers: Implications for coastal sediment budgets. *Geology* 31:781-784.
- Watts, W. A.; Allen, J. R. M.; and Huntley, B. 2000. Palaeoecology of three interstadial events during oxygen-isotope Stages 3 and 4: a lacustrine record from Lago Grande di Monticchio, southern Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 155:83-93.
- Weber, M.; Wiedicke-Hombach, M.; Kudrass, H.; and Erlenkeuser, H. 2003. Bengal Fan sediment transport activity and response to climate forcing inferred from sediment physical properties. *Sedimentary Geology* 155:361-381.
- Weber, M. E.; Wiedicke, M. H.; Kudrass, H. R.; Hübscher, C.; and Erlenkeuser, H. 1997. Active growth of the Bengal Fan during sea-level rise and highstand. *Geology* 25:315-318.
- Wehausen, R.; and Brumsack, H.-J. 1999. Cyclic variations in the chemical composition of eastern Mediterranean Pliocene sediments: a key for understanding sapropel formation. *Marine Geology* 153:161-176.
- Weirich, J.; and Bortenschlager, S. 1980. Beiträge zur Vegetationsgeschichte Tirols III: Stubai-er Alpen–Zillertaler Alpen. *Berichte des naturwissenschaftlich-medizinischen Vereins in Innsbruck* 67:7-30.
- Weldeab, S.; Siebel, W.; Wehausen, R.; Emeis, K.-C.; Schmiedl, G.; and Hemleben, C. 2003. Late Pleistocene sedimentation in the Western Mediterranean Sea: implications for productivity changes and climatic conditions in the catchment areas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 190:121-137.
- Welten, M. 1982. Pollenanalytische Untersuchungen im jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. Vol. 1: Stämpfli+ Cie.
- Weltje, G. J.; and von Eynatten, H. 2004. Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook. *Sedimentary Geology* 171:1-11.
- West, A. J.; Galy, A.; and Bickle, M. 2005. Tectonic and climatic controls on silicate weathering. *Earth and Planetary Science Letters* 235:211-228.
- Wilhelm, B.; Arnaud, F.; Sabatier, P.; Crouzet, C.; Brisset, E.; Chaumillon, E.; Disnar, J.-R.; Guiter, F.; Malet, E.; Reyss, J.-L.; Tachikawa, K.; Bard, E.; and Delannoy, J.-J. 2012. 1400 years of extreme precipitation patterns over the Mediterranean French Alps and possible forcing mechanisms. *Quaternary Research* 78:1-12.
- Willenbring, J. K.; Codilean, A. T.; and McElroy, B. 2013. Earth is (mostly) flat: Apportionment of the flux of continental sediment over millennial time scales. *Geology*.
- Willenbring, J. K.; and von Blanckenburg, F. 2010. Long-term stability of global erosion rates and weathering during late-Cenozoic cooling. *Nature* 465:211-214.
- Willett, S. D.; and Brandon, M. T. 2002. On steady states in mountain belts. *Geology* 30:175-178.
- Wittmann, H.; Von Blanckenburg, F.; Guyot, J.-L.; Maurice, L.; and Kubik, P. 2009. From source to sink: Preserving the cosmogenic ^{10}Be -derived denudation rate signal of the Bolivian Andes in sediment of the Beni and Mamoré foreland basins. *Earth and Planetary Science Letters* 288:463-474.

- Wittmann, H.; von Blanckenburg, F.; Maurice, L.; Guyot, J.-L.; and Kubik, P. 2011. Recycling of Amazon floodplain sediment quantified by cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be . *Geology* 39:467-470.
- Wolman, M. G.; and Miller, J. P. 1960. Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. *The Journal of Geology*:54-74.
- Woodward, J. C.; Hamlin, R. H. B.; Macklin, M. G.; Hughes, P. D.; and Lewin, J. 2008. Glacial activity and catchment dynamics in northwest Greece: Long-term river behaviour and the slackwater sediment record for the last glacial to interglacial transition. *Geomorphology* 101:44-67.
- Wu, H.; Guiot, J.; Brewer, S.; and Guo, Z. 2007. Climatic changes in Eurasia and Africa at the last glacial maximum and mid-Holocene: reconstruction from pollen data using inverse vegetation modelling. *Climate Dynamics* 29:211-229.

Y, Z

- Yan, J. P.; Hinderer, M.; and Einsele, G. 2002. Geochemical evolution of closed-basin lakes: general model and application to Lakes Qinghai and Turkana. *Sedimentary Geology* 148:105-122.
- Yokoyama, Y.; Esat, T. M.; and Lambeck, K. 2001. Coupled climate and sea-level changes deduced from Huon Peninsula coral terraces of the last ice age. *Earth and Planetary Science Letters* 193:579-587.
- Zahn, R.; Schönfeld, J.; Kudrass, H. R.; Park, M. H.; Erlenkeuser, H.; and Grootes, P. 1997. Thermohaline instability in the North Atlantic during meltwater events: Stable isotope and ice-rafted detritus records from Core SO75-26KL, Portuguese Margin. *Paleoceanography* 12:696-710.
- Zanchetta, G.; Drysdale, R. N.; Hellstrom, J. C.; Fallick, A. E.; Isola, I.; Gagan, M. K.; and Pareschi, M. T. 2007. Enhanced rainfall in the Western Mediterranean during deposition of sapropel S1: stalagmite evidence from Corchia cave (Central Italy). *Quaternary Science Reviews* 26:279-286.
- Zaragosi, S.; Bourillet, J.-F.; Eynaud, F.; Toucanne, S.; Denhard, B.; Van Toer, A.; and Lanfumeu, V. 2006. The impact of the last European deglaciation on the deep-sea turbidite systems of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay). *Geo-Mar Lett* 26:317-329.

LISTE DES FIGURES

- Figure 1.1 : Représentation schématique d'un système sédimentaire. A. répartition des différentes zones (source, de transfert et de dépôt) qui constituent les systèmes sédimentaires le long d'un profil topographique/bathymétrique. B. Représentation des principales unités morphologiques rencontrées dans un système sédimentaire (d'après Blum et Törnqvist, 2000). Le transfert des sédiments s'opère le long du réseau fluvial à terre et le long des chenaux sous-marins dans le système turbiditique, permettant ainsi le transit des sédiments jusqu'à plusieurs centaines de km de la côte dans les plaines abyssales. La zone de dépôt comporte trois unités morphologiques principales : le delta, le plateau continental et le cône sous-marin profond. 10
- Figure 1.2 : Modèle conceptuel de l'adaptation des rivières (aggradation ou dégradation / incision) en fonction de la balance entre la capacité de transport (stream power) et les apports sédimentaires (sediment supply). L'aggradation du chenal intervient lorsque les apports sédimentaires sont supérieurs à la capacité de transport de la rivière, et inversement pour l'incision (d'après Blum et Törnqvist, 2000). 11
- Figure 1.3: Matrice de corrélation entre plusieurs paramètres mesurés sur 488 fleuves (représentant 63% des flux sédimentaires mondiaux). Les valeurs pour lesquelles la corrélation (positive) ou l'anti-corrélation (négative) est statistiquement significative sont représentées en gras. Les facteurs internes (relief, aire de drainage, lithologie) ont un impact plus fort sur le débit (« Discharge »), sur la charge sédimentaire (« Sediment load ») et sur l'érosion que les facteurs externes (glaciers, température, efficacité de piégeage des sédiments dans des réservoirs naturels ou artificiels) (d'après Syvitski et Milliman, 2007). 14
- Figure 1.4: Relation entre le flux sédimentaire spécifique (« Yield ») et l'aire de drainage pour différentes classes de relief (altitude maximale du bassin versant), basé sur une compilation de 280 rivières : A. >3000m ; B., C., D. 3000-1000m ; E. 1000-500 ; F. 500-100m et G. <100m. A relief équivalent, les flux spécifiques sont plus élevés dans la zone Asie-Océanie (B.) qui présente un climat chaud et humide soumis à la mousson et une tectonique active que dans la zone Amérique, Afrique et Alpes européennes (C.), et la zone Europe (hors Alpes) et Arctique (D.) (D'après Milliman et Syvitski, 1992). 15
- Figure 1.5 : Caractéristiques (débit : « discharge », stockage temporaire : « alluvial storage », capacité de transport « stream power », taille des particules de fond : « bed grain size » et pente : « gradient ») des systèmes fluviaux, en fonction de leur aire de drainage (D'après Macklin et al., 2012, sur la base des travaux de Schumm, 1977). 16
- Figure 1.6 : Evolution du taux de dénudation en fonction de la pente moyenne du bassin versant. (D'après Willenbring et al., 2013). 16
- Figure 1.7: Evolution des flux sédimentaires spécifiques dans le cas d'une transition depuis des conditions arides vers des conditions semi-arides (adaptée par Schumm, 1965 d'après Langbein et Schumm, 1958). Les flux sédimentaires spécifiques diminuent lorsque les précipitations augmentent en raison du développement du couvert végétal. Au-delà de 1 000mm/an, les flux sédimentaires augmentent avec les précipitations (Walling et Webb, 1983, 1996). On notera que dans le cas d'un climat aride les flux sédimentaires ont tendance à diminuer lorsque la température augmente. 18
- Figure 1.8 : Différence de l'impact des variations du niveau marin sur les systèmes sédimentaires en fonction de la largeur du plateau continental. Lorsque le plateau est court (B.), le front du delta atteint le rebord de plateau, le système turbiditique est toujours connecté au fleuve. L'éventail turbiditique (« deep sea fan ») est alimenté à la fois par les courants hyperpycniaux (si le fleuve est capable d'en générer ; Mulder et Syvitski, 1995) et les courants de turbidité formés par les glissements de masse au front du delta. Lorsque le plateau est large (A.), le système turbiditique est déconnecté du fleuve en période de haut niveau marin, il est alimenté par les courants de turbidité formés par les glissements de masse au niveau du rebord de plateau. C. Impact des variations du niveau marin sur le trait de côte et le delta (d'après Blum et Törnqvist, 2000). Une chute du niveau marin, entraîne la formation d'un delta de bas niveau marin et une incision du delta de haut niveau marin qui n'est plus en équilibre avec le niveau de base. 21
- Figure 1.9 : Evolution de la production (a) et la capacité de transport (b) des sédiments dans les bassins versants alpins au cours des transitions glaciaire-interglaciaire. Pendant la période glaciaire et au début de la déglaciation, la production de sédiment surpasse la capacité de transport, une partie des sédiments glaciaires est stockée. Pendant la fin de la glaciation et l'interglaciaire, la capacité de transport dépasse la production de sédiment, les sédiments glaciaires stockés précédemment sont recyclés (c). D'après Hinderer (2001) modifiée d'après Church et Ryder (1972). 23
- Figure 1.10 : Modèle d'évolution A. de la disponibilité en sédiments paraglaciers (D'après Ballantyne, 2002), et B. des flux sédimentaires dominés par le recyclage des sédiments paraglaciers (D'après Harbor et

Warburton, 1993) en réponse à la déglaciation des bassins versants et selon la taille de l'aire de drainage.....	25
Figure 1.11 : Schéma illustrant les caractéristiques des systèmes sédimentaires, selon leur caractère tamponnés (« buffered » ; A.) ou réactif (« reactive » ; B.) face à une perturbation climatique. Les zones de stockage temporaire des sédiments dans la zone de transfert (représentées en jaune) sont plus importantes dans les systèmes tamponnés (D'après Covault et al., 2013).....	28
Figure 1.12 : Transmission des perturbations cyclique du flux de sédiment (a.) et du flux d'eau (b.) à travers les systèmes sédimentaires. Les variations rapides (<50ka) dans les taux d'érosion ou de surrection seront rapidement tamponnées par le système fluviatile (a.). Les variations dans le flux d'eau (b.) seront transformées en variation du flux sédimentaire dans la zone source puis amplifiée par la zone de transfert, l'amplification diminuant avec la longueur de la zone de transfert (D'après Castellort et al., 2012, basé sur l'étude de Simpson et Castellort, 2012).....	29
Figure 2.1 : Contexte régional du système sédimentaire du Var.....	36
Figure 2.2: A. gorges du Cian ; B., C., D., ravines observées à divers endroits du bassin versant ; E. glissement de terrain de la Clapière, le plus grand d'Europe (1 km de large, 60 millions de m ³ ; Follacci, 2000) ; F., cônes d'éboulis ; G. basse vallée du Var vue depuis la confluence du Var et de l'Esteron. H., glacier rocheux actif qui recouvre progressivement la végétation ; I. dépôt torrentiels dans le lit du Cian ; J. basse vallée et delta du Var (source : huffingtonpost) ; K. cirque glaciaire, haute vallée de la Tinée (cime de la Bonnette ; 2800m) ; L et M., flanc de vallée entaillé par de nombreuses ravines formant un paysage de badlands.....	38
Figure 2.3 : Carte géologique du bassin versant du Var, du Loup et du Paillon (d'après les cartes géologiques au 1:250 000 (BRGM) de Nice et de Gap ; Rouire et al., 1980; Kerckhove et al., 1979).....	41
Figure 2.4: Débits mensuels du Var (moyenne sur 20 ans ; 1994-2014) mesurés à Nice, (station pont Napoléon III). Les périodes de crue ont lieu au printemps (fonte des neiges) et à l'automne (période des pluies). (données banque HYDRO, eaufrance, produites par la DREAL PACA).....	42
Figure 2.5: Moyennes mensuelles de température (minimale, moyenne et maximale) et de la hauteur des précipitations et (avec record observé pour chaque mois) à la station de Nice (données MétéoFrance).....	42
Figure 2.6 : Carte de la basse vallée du Var. Au 18 ^{ème} siècle (à gauche ; archives départementales des Alpes maritimes) le lit du Var allait d'un coteau à l'autre. Aujourd'hui, (à droite ; image Google Earth) le Var est endigué (lit actuel, en noir ; lit naturel, en blanc).....	44
Figure 2.7: A. Corrélations entre le dispositif sédimentaire, le niveau marin et le climat régional dans le delta holocène du Var. La courbe du niveau marin a été étalonnée grâce à 32 datations 14C BP non calibrées. La courbe climatique, qui synthétise les variations de l'humidité et de la température, a été obtenue par une Analyse Factorielle des Correspondances (A.F.C.) sur les données palynologiques d'un carottage dans la basse vallée de la Brague (Dubar et al., 2001). B. Profil de remplissage deltaïque au niveau de l'embouchure du Var lors de la dernière transgression marine. (d'après Dubar, 2003).....	45
Figure 2.8 : Le système turbiditique du Var.....	46
Figure 2.9: Carte bathymétrique mettant en évidence la connexion entre le fleuve Var et le canyon du Var.....	47
Figure 2.10: Photographies prises par le submersible Cyana : A. blocs de remblais de l'aéroport de Nice (datant du glissement de l'aéroport en 1979) trouvés dans le canyon par 1 100 m de fond et à 5 km de la côte ; B. talwegs sur un flanc du canyon du Var fortement pentu ; C. rides de courant sableuses dans le fond du chenal ; D. dunes de galets dans le fond du canyon ; E. et F. dépôts de turbidites dans la partie basale de la Ride Sédimentaire du Var.	48
Figure 2.11 : Schéma illustrant la transformation d'un écoulement laminaire (i.e. suite à un glissement de masse) en écoulement turbulent dans le système du Var. La courbe rouge souligne l'évolution de la hauteur de la crête de la Ride Sédimentaire du Var par rapport au fond de la vallée moyenne (d'après Migeon, 2000)..	49
Figure 2.12 : Description des différents types de séquences sédimentaires pouvant être rencontrés dans les dépôts d'origine turbiditique (d'après Shanmugam, 2000).....	51
Figure 2.13 : Photographie montrant la formation d'un écoulement hyperpycnal au large de l'Islande. Le panache de surface plonge rapidement (plunging area) puis s'écoule le long du fond marin (Photographie prise par Magnus Tumi Gumundsson et Finnur Pálsson en Novembre 1996 après l'éruption du Grimsvotn ; d'après Mulder et al., 2003).	52
Figure 2.14 : Diagramme permettant d'estimer la capacité d'un fleuve à générer des courants hyperpycnaux, en fonction du coefficient b de la concentration moyenne en sédiment (1/Csav) et du rapport entre le débit maximum de crue et le débit moyen (Qflood/Qav). Dans ce diagramme, les rapports 1/Csav et Qflood/Qav permet de déterminer la valeur minimale théorique que doit atteindre le coefficient b pour que le fleuve	

- gènere des courants hyperpycnaux. Pour qu'un fleuve soit capable de produire des courants hyperpycnaux, son coefficient b mesuré ($C_{s\text{flood}}=C_{s\text{av}}(Q_{\text{flood}}/Q_{\text{av}})^b$) doit être supérieur au coefficient b obtenu dans le diagramme. Plus cette différence est grande, moins le débit nécessaire pour déclencher un courant hyperpycnal est important. Par exemple, dans le cas du Var : alors que la valeur minimale requise est comprise entre 0,69 et 0,65, la valeur réelle de b étant estimée entre 1,534 et 1,7, le Var peut donc produire des courants hyperpycnaux fréquemment ("Moderately dirty rivers"). (d'après Mulder et Syvitski, 1995).
..... 53
- Figure 2.15 : Modèle analogique de formation d'un écoulement hyperpycnal à la suite de processus de reconcentration L'écoulement hyperpycnal est généré au temps (e) (d'après Maxworthy, 1999). 53
- Figure 2.16: Faciès et séquences de dépôt des hyperpycnites en fonction de l'amplitude de la crue du fleuve. (1) Crue de très faible amplitude. Le débit maximal n'atteint pas le seuil critique pour générer un écoulement hyperpycnal. Les sédiments se déposent par décantation et pourront être remobilisés par la suite dans une bouffée turbide. (2) Crue de faible amplitude. Dépassant le seuil critique, le pic de débit génère un écoulement hyperpycnal. La transition entre le terme granocroissant (Ha; montée en crue) et granodécroissant (Hb; décrue) est progressive. (3) Crue de moyenne amplitude. La séquence est identique à la (2), mais elle est plus épaisse et plus grossière. (4) Crue de forte amplitude. Le débit est si élevé que le courant hyperpycnal devient érosif au moment du pic de crue et produit une surface d'érosion entre Ha et Hb (Mulder et al., 2001a). 54
- Figure 2.17 : Relation entre la concentration en sédiment (C_s) et le débit (Q) à l'embouchure du Var (données d'après Laurent (1971), équation de Leopold et Maddock, 1953). La courbe (2) correspond aux crues déclenchées après des périodes de sécheresse (d'après Mulder et al., 1997a). La formation de courants hyperpycnaux est possible lorsque la concentration en sédiment est comprise entre 42 et 230 kg/m³ (au-delà de 230 kg/m³, la limite de Bagnols est atteinte et le courant perd son caractère turbulent). 57
- Figure 2.18 : Fréquence de retour des crues en fonction de leur débit instantané (A) ou journalier (B) – par corrélation logarithmique et par une loi de Gumbel (d'après Mulder et al., 1997a ; données d'après DIREN PACA et Laurent, 1971). 57
- Figure 3.1 : Contexte climatique et eustatique global depuis la dernière période glaciaire (0-80 ka). A. Courbe d'insolation estivale à 65°N. B. Courbe de $\delta^{18}\text{O}$ de la glace au Groenland NGRIP (échelle de temps GICC05 ; NGRIP-members, 2004; Rasmussen et al., 2006; Svensson et al., 2008). C. Evolution du niveau marin ; courbe violette (intervalle 30-65; d'après Arz et al., 2007, modèle d'âge modifié par Sierro et al., 2009) ; courbe bleue (intervalle 0- 30 ka et 65-80 ka ; d'après Waelbroeck et al., 2002) ; points bleus (intervalle 0-20 ; d'après la synthèse de Clark et al., 2009), MWP :impulsion d'eau de fonte (Meltwater pulse). D. Courbe de $\delta^{18}\text{O}$ mesuré dans les foraminifères benthiques sur la marge ibérique (Shackleton et al., 2000). E. Concentration en CO_2 dans l'atmosphère mesurée dans la glace de l'Antarctique, Dôme C (0-20 ka ; Monnin et al., 2001), Byrd Ice Core (20-80 ka ; Ahn et Brook. 2008). MIS : Marine Isotopic Stage. Sur la courbe B., les interstades des cycles de Dansgaard-Oeschger sont notés de 2 à 20 ; LGM : Dernier Maximum Glaciaire (Last Glacial Maximum) HS :Heinrich stadial ; YD :Dryas récent (Younger Dryas) ;BA :Bølling-Allerød ; PB :Préboréal..... 62
- Figure 3.2 : Répartition de la végétation en Europe, A. actuelle ; B. au Dernier Maximum Glaciaire (d'après Ruddiman, 2008, adapté de Flint, 1971). 64
- Figure 3.3 : Anomalies de températures (Tann) et de précipitations (Pann) reconstituées pour le DMG à partir d'enregistrements polliniques lacustres (données exprimées par rapport aux valeurs actuelles ; Peyron et al., 1998). 65
- Figure 3.4 : Schéma général de la circulation thermohaline actuelle (d'après Broecker, 1991). 67
- Figure 3.5 : Compilation de divers indicateurs climatiques mesurés depuis la dernière période glaciaire dans le sud de l'Europe et en Méditerranée (B., C., D., E., F.), corrélation avec la courbe de référence de Ngrip (A.) et carte de localisation des sites d'étude. A. $\delta^{18}\text{O}$ de la glace au Groenland (NGRIP échelle de temps GICC05 ; NGRIP-members, 2004; Rasmussen et al. 2006; Svensson et al., 2008); B. $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques G.Bulloides (MD99-2343 ;Frigola et al., 2007 ; modèle d'âge recalibré par rapport à la chronologie GICC05) ; C. Concentration en CO_2 atmosphérique, Dôme C (0-20 ka ; Monnin et al., 2001), Byrd Ice Core (20-80 ka ; Ahn et Brook. 2008); C. Proportion de pollens issus d'arbres, Lago grande di Monticchio (Allen et al., 1999 ; modèle d'âge recalibré par rapport à la chronologie GICC05) ; D. Températures marines de surface (SST) ODP 977A, (Martra et al., 2004), et MD95-2043, (Cacho et al., 1999); E. $\delta^{18}\text{O}$ mesuré dans les spéléothèmes de la grotte de Villars (Genty et al., 2003) et de Soreq (Bar-Matthews et al., 2009), un appauvrissement en ^{18}O indique des conditions plus humides ; F. Proportion relative de heptatriatetraenone dans les alkenones (CS37 :4 ; courbe grise ; ODP 977A, Martra et al., 2004 et MD95-2043, Cacho et al., 1999) et pourcentage de N. Pachyderma (senestre) (courbe noire ; MD99-2343, Frigola et al., 2008), ces marqueurs sont des indicateurs d'eaux froides et/ou peu salées.

HS :Heinrich stadial ; MIS :Marine Isotopic Stage ; les interstades des cycles de Dansgaard-Oeschger sont notés de 2 à 19 ; YD :Dryas Récent (Younger Dryas) ;BA :Bølling-Allerød.....	73
Figure 3.6 : Schéma illustrant la position de l'altitude de la limite d'équilibre des glaciers (Equilibrium-Line Altitude ;ELA). L'ELA est la limite qui sépare la zone où l'accumulation domine (au-dessus) de celle où au contraire l'ablation domine (en-dessous) ; B. position de la ELA actuelle et au DMG (LGM) ; (d'après Isbell et al., 2012).	75
Figure 3.7 : Evolution (sans dimension) de l'extension des glaciers alpins au cours du dernier cycle glaciaire (d'après Ivy-Ochs et al., 2006a et 2008).....	76
Figure 3.8 : Synthèse bibliographique des datations obtenues pour les phases d'avancée (A.) et de recul des glaciers (B.). (1) Jorda et al., 2000 ; (2) Federici et al., 2011 ; (3) Schimmelpfennig et al., 2012 ; (4) Ivy-Ochs et al., 2006a ; (5) Darnault et al., 2011 ; (6) Federici et al., 2008 ; (7) Kelly et al., 2004 ; (8) Hormes et al., 2008 ; (9) Bigot-Cormier et al., 2005 ; (10) Ivy-Ochs et al., 2004 ; (11) Hadorn et al., 2002 ; (12) Lister et al., 1988 ; (13) Hippe et al., 2013 ; (14) Ravazzi et al., 2012 ; (15) Ivy-Ochs et al., 2006b ; (16) Böhlert et al., 2011 ; (17) Monegato et al., 2007 ; (18) Pellegrini et al., 2005 ; (19) Bondesan et al., 2002 ; (20) Casadoro et al., 1976 ; (21) Orombelli, 1974 ; (22) Bini, 1997 ; (23) Cossart et al., 2012 ; (24) Patzelt, 1995 ; (25) van Hussen, 1977, 1997 ; (26) Habbe et al., 1996 ; (27) Ivy-Ochs et al., 2008 ; (28) Kerschner, 1978, Weirich et Bortenschlager, 1980 ; (29) Beeler, 1977 ; (30) Renner, 1982 ; (31) Bircher, 1982 ; (32) Studer, 2005 ; (33) Gianotti et al., 2008 ; (34) Schneider, 1978 ; (35) Orombelli, 1998 ; (36) Tinner et al., 1999 ; (37) Vescovi et al., 2007 (38) Kelly et al., 2006 ; (39) Schlüchter, 2004 (40) Schreiner, 1992 ; (41) Ivy-Ochs et al., 2008 ; (42) Schlüchter et Röthlisberger, 1995 ; (43) Bortenschlager, 1984 ; (44) Fliri, 1989 ; (45) Fliri, 1973 ; (46) Pini et al., 2010 ; (47) Brugiapaglia, 2001 ; (48) Rossato et al., 2013.....	80
Figure 3.9 : A gauche : carte de l'extension des glaciers alpins sur le versant ouest des Alpes occidentales au moment du Dernier Maximum Glaciaire, (d'après Buoncristiani et Campy 2004). A droite : zoom sur les glaciers du bassin versant du Var (d'après Soutadé et al., 1987 et Julian, 1977). Les glaciers de la Tinée et de la Vésubie occupaient la position la plus septentrionale et n'étaient pas en relation avec d'autres glaciers ; par contre, le glacier de la haute vallée du Var était certainement connecté par le nord, au glacier de l'Ubaye.	81
Figure 4.1 : Localisation des carottes sédimentaires sur la Ride Sédimentaire du Var (Var Sedimentary Ridge), les courbes de niveau sont espacées de 25 m (d'après Jorry et al., 2011).	84
Figure 4.2 : Carte géologique et localisation des échantillons prélevés le long du fleuve Var et de ses principaux affluents (d'après les cartes géologiques au 1:250 000 de Nice et de Gap ; BRGM ; Rouire et al., 1980 ; Kerckhove et al., 1979). Les lettres dans la nomenclature correspondent à l'abréviation du nom du cours d'eau : CIA : le Cian ; COU : le Coulomb ; EST : l'Esteron ; GUA : la Gordolasque ; GUE : le Guerche ; LOU : le Loup ; MOL : la Molière ; NEG : Lac Nègre ; PAI : le Paillon ; PAC : le Paillon-le-Conte ; ROM : Torrent de Vens ; RIOU : le Riou ; TIN : la Tinée ; VAR : le Var ; VES : la Vésubie.....	86
Figure 4.3 : Echantillonnage des sédiments fluviatiles. Les sédiments sont tamisés (à 125 µm) dans une coupelle pour en extraire les particules les plus fines.	87
Figure 5.1 : Contenu de la fraction sableuse (refus de tamis à 125 µm). Dans les faciès hémipélagiques (à gauche), cette fraction est composée de particules biogènes, essentiellement des foraminifères planctoniques. Dans les faciès turbiditiques (à droite), la fraction sableuse est composée de sables détritiques et de particules biogènes allochtones.	100
Figure 5.2 : Profils granulométriques (granularité médiane : D50 et granularité au décile 90 : D90) des sédiments contenus dans deux séquences turbiditiques (Séquence A : ESSCK08-CS1 ; Séquence B : ESSK08-CS01). L'interprétation des faciès est représentée par un code couleur : en vert, les faciès hémipélagiques ; en orange, les faciès silto-argileux ; et en jaune, les faciès sableux. Les courbes de distribution granulométrique montrent la répartition des tailles de grain le long de ces séquences, les foraminifères utilisés pour l'établissement du modèle d'âge ont été prélevés dans la fraction > 125µm des sédiments hémipélagiques.....	101
Figure 5.3 : Localisation, des 4 carottes sédimentaires - vue en carte (en haut ; modifié d'après Jorry et al., 2011) - sur le profil bathymétrique, suivant la crête de la Ride Sédimentaire du Var (en bas ; modifié d'après Migeon, 2000; hauteur de la Ride par rapport au chenal), où 3 d'entre elles ont été prélevées (notez que l'échelle verticale est exagérée).....	105
Figure 5.4 (page de gauche) : Logs synthétiques des quatre carottes prélevées sur la Ride Sédimentaire du Var (les logs détaillés des carottes ESSK08 sont données en Annexe 1). Datations 14C calibrées (*). Les corrélations entre les carottes (traits pointillés) ont été établies grâce aux modèles d'âge, les événements climatiques correspondant à ces lignes isochrones sont notés sur la gauche de la figure. Description de la carotte KNI22 par Migeon (2000).	107

Figure 5.5 : Corrélation entre les variations de $\delta^{18}O$ G. bulloides enregistrées dans les carottes sédimentaires et la courbe de référence NGRIP (calibration GICC05). Les interstades des cycles de Dansgaard-Oeschger sont numérotés de 1 à 19. Localisation des datations ^{14}C ; les dates intégrées aux modèles d'âge sont représentées en rouge. La position des échantillons analysés dans les logs sédimentaires est fournie en Annexe 1.	108
Figure 5.6 : Position des âges radiocarbone corrigés (points rouges) par rapport au modèle d'âge des carottes sédimentaires : ESKK08-CS13 (haut), ESKK08-CS05 (milieu) et ESKK08-CS01 (bas). Calibration des âges ^{14}C réalisée avec la courbe de référence Marine09 (IntCal 09 assortie d'un âge réservoir de 400 ans ; Reimer et al., 2009) à l'aide du logiciel Calib Rev 6.1 (Stuiver et Reimer, 1993).	109
Figure 5.7 : Exemple de l'impact des turbidites épaisses sur le modèle d'âge (carotte ESKK08-CS13). En rouge : modèle d'âge si l'épaisseur de la turbidite (18 cm) est prise en compte dans l'interpolation linéaire entre les points de contrôle, le dépôt de la turbidite s'effectue virtuellement en 1 200 ans. En noir : modèle d'âge si l'épaisseur est retirée de l'interpolation linéaire (le dépôt de la turbidite est considéré comme instantané)	110
Figure 5.8 : Courbe composite de $\delta^{18}O$ de la Ride Sédimentaire du Var. Chaque point rouge est un point de mesure de $\delta^{18}O$. Les points de contrôle des modèles d'âge sont représentés en bas de la figure par des croix pour les datations ^{14}C (le code couleur pour les carottes est le même que dans la Figure 5.5) et par des points noirs pour les points de contrôle issus de la corrélation avec la courbe de référence de NGRIP (Table 5-1). Les Heinrich Stadials (HS) sont mis en évidence par des barres grises. Les interstades des cycles de Dansgaard-Oeschger sont numérotés de 1 à 19.	111
Figure 6.1 : A. Taux de sédimentation et taux d'accumulation des sables dans les carottes de la Ride Sédimentaire du Var, calculés entre les points de contrôle du modèle d'âge. B. Position des turbidites, en âge, dans les carottes.	114
Figure 6.2 : Evolution de la granularité médiane (D50) des sables turbiditiques dans les carottes ESKK08-CS13 et ESKK08-CS01 ; la position des échantillons est donnée en Annexe 1.	116
Figure 6.3 : Evolution de la fréquence des turbidites observées dans les carottes de la Ride sédimentaire du Var (nombre de turbidites par 500 ans, calculé tous les 100 ans). L'échelle de la fréquence des turbidites pour la carotte ESKK08-CS01 (à gauche de l'axe) est différente de celle utilisée pour les autres carottes (à droite de l'axe).	117
Figure 6.4 : Schémas illustrant la mise en place, sur une levée, par débordement successif de plusieurs convolutions d'un même écoulement, de séquences turbiditiques organisées en plusieurs sous-séquences montrant un granoclassement inverse (d'après Migeon, 2000).	118
Figure 6.5: A. Carte morphologique de la Ride sédimentaire du Var. B. Carte de répartition des sédiments à la surface de la Ride: le fond du chenal est occupé par des sables et des graviers. C. Modèle de dépôt des sédiments sur la ride par le processus d'overbank (modifié d'après Dennielou et al., 2006) permettant d'expliquer leur répartition le long de la Ride. Au niveau des sections A, B et C, la ride s'élève respectivement à environ 300, 200 et 130m au-dessus du chenal.	121
Figure 6.6 : Photographies montrant l'évolution de la végétation depuis la fin du 19ème siècle où la déforestation est très intense. A la fin du 20ème siècle, l'arrêt de l'utilisation du bois, notamment pour le chauffage, a permis la recolonisation rapide par la végétation (photos : Christine Voiron).	142
Figure 7.1 : Evolution au cours du temps du rapport $^{143}Nd/^{144}Nd$ (A) et de l' ϵNd (B), dans la croûte terrestre (Continental Crust), le manteau appauvri (Depleted mantle) et le CHUR (Chondritic Uniform Reservoir). (D'après Swinden et al., 1977).	147
Figure 7.2 : Localisation des échantillons de sédiments fluviatiles prélevés dans le bassin versant du Var, du Loup et du Paillon. Carte géologique simplifiée d'après les cartes géologiques au 1:250 000 (BRGM) de Nice et de Gap (Rouire et al., 1980; Kerckhove et al., 1979). « Var Aval » : aval de la confluence avec la Tinée; « Var Amont » : amont de la confluence avec la Tinée. Les lettres dans la nomenclature correspondent à l'abréviation du nom du cours d'eau: CIA : le Cian; COU : le Coulomb; EST : l'Esteron; GUA : la Gordolasque; GUE : le Guerche; LOU : le Loup; MOL : la Molière; NEG : Lac Nègre; PAI : le Paillon; PAC : le Paillon-le-Conte; ROM : Torrent de Vens; RIOU : le Riou; TIN : la Tinée; VAR : le Var; VES : la Vésubie.	150
Figure 7.3 : Valeurs d' ϵNd mesurées sur les échantillons de sédiments fluviatiles (fraction $<63 \mu m$, décarbonatée). Carte géologique simplifiée d'après les cartes géologiques au 1:250 000 (BRGM) de Nice et de Gap (Rouire et al., 1980; Kerckhove et al., 1979).	153
Figure 7.4 : Résultats de l'analyse en composante principale (ACP) des données géochimiques représentés dans le plan vectoriel des deux premiers axes principaux. Les scores obtenus sur ces axes (PC1 Sample et PC2 Sample), pour les sédiments fluviatiles, sont indiqués par des points rouges. La localisation géographique	

- des échantillons fluviaux est donnée dans la Figure 7.2. Le score (axes PC1 Parameters et PC2 Parameters) des variables (concentrations en éléments majeurs et traces et concentration en Nd, LOI = loss in ignition : perte au feu) sont représentés par des vecteurs (flèches grises). La composition chimique de quelques échantillons de sédiments prélevés dans les faciès argilo-silteux des turbidites de la carotte ESK08-CS01 a également été projetée sur ces axes (points verts). Ces échantillons ont une composition chimique médiane (score proche de 0 sur les deux axes) ; ce qui illustre bien qu'ils sont issus du mélange entre les sédiments provenant des différentes parties du bassin versant. Le score de l'échantillon le plus récent (≈ 15 ka) est proche de celui obtenu pour les sédiments prélevés à l'embouchure (ex : VAR-06). Les échantillons plus anciens (>18 ka) ont un score positif sur l'axe CP1, leur composition chimique se rapproche donc plus de celle des Massifs Cristallins Externes. Cette variabilité montre que des changements dans la source de ces sédiments ont eu lieu au cours du temps..... 155
- Figure 7.5 : Valeurs d' ϵ Nd obtenues dans les sédiments prélevés dans des pièges à particules disposés dans le canyon du Var (VV) et la vallée supérieure (VA), à 30 mètres au-dessus du chenal. Vitesse du courant (speed) et flux de particules (particule flux) mesurés au niveau des stations VV (canyon du Var) et VA (vallée supérieure) durant la période de mise en place des pièges. Deux crues observées au cours de cette période (délimitées en rose sur l'enregistrement des débits) ont donné lieu des courants hyperpycniaux (Hyp.1 et Hyp.2). Un courant de turbidité a aussi été observé (Turb.1). Le passage de ces trois courants est marqué par une augmentation de la vitesse du courant, des flux particulaires et du carbone inorganique des sédiments prélevés dans les pièges à particules. Une phase de sédimentation hémipélagique a eu lieu entre le passage des deux courants hyperpycniaux (d'après Khripounoff et al., 2012)..... 158
- Figure 7.6 : Composition chimique et valeur d' ϵ Nd déterminées sur la fraction totale des sédiments le long d'une séquence turbiditique (Séquence A). Evolution de l' ϵ Nd présentée seule (Séquence B). L'évolution de la composition géochimique des sédiments dans la séquence A est étroitement liée à l'évolution de la granularité des sédiments et des faciès sédimentaires associés. Les métaux lourds (Cr, Co, Ni, Zn) analysés dans la séquence A ne sont pas présentés ici, mais l'évolution de leurs teneurs au sein de cette séquence est similaire à celle du Fer. 160
- Figure 7.7 : Evolution de l' ϵ Nd mesuré dans les sédiments turbiditiques (faciès silto-argileux ; $<63 \mu\text{m}$) en fonction de la taille moyenne des grains (D50), dans la carotte ESK08-CS01 (en rouge) et dans la carotte ESK08-CS13 (en vert). Ces deux paramètres ne sont pas interdépendants..... 163
- Figure 7.8 : Position des points de mesure XRF core scanner sur l'axe CP1 (courbe noire) et sur l'axe CP2 (courbe grise). Les échantillons ayant un score élevé sur l'axe CP1 (entre 17 et 50 ka) ont une composition plus riche en éléments silicoclastique..... 165
- Figure 7.9 : Evolution des teneurs en éléments majeurs (Si, Al, Ca, K, Ti) et en éléments traces (Rb, Sr) mesurées par XRF core scanner et de l' ϵ Nd mesuré dans les sédiments turbiditiques de la carotte ESK08-CS01. Les sédiments turbiditiques dont la composition chimique est présentée dans la Table 7-5 ont été prélevés dans l'intervalle de profondeur délimité par les lignes pointillées rouges (550-700 cmbsf)..... 167
- Figure 7.10 : Corrélation entre la courbe d'apports silicoclastiques établie dans la carotte ESK08-CS05, les courbes de teneurs en K mesurées par XRF core scanner dans la carotte ESK08-CS01 (en rouge) et ESK08-CS13 (en vert), et la courbe composite d' ϵ Nd obtenue dans les turbidites de ces mêmes carottes ESK08-CS01 (de 0 à 30 ka ; en rouge) et ESK08-CS13 (de 30 à 50 ka ; en vert)..... 169
- Figure 8.1 : Exemple de paramétrage d'un fichier d'entrée Hydrotrend. Les paramètres présentés ici sont ceux utilisés pour la simulation du Var dans des conditions actuelles..... 203
- Figure 8.2 : Moyennes des débits mensuels mesurées (en vert ; données DREAL PACA, calculées sur 41 ans d'observations), et simulées (en rouge ; simulation sur 500 ans). La distribution des débits mensuels permet de valider le comportement du modèle vis-à-vis des paramètres climatiques saisonniers (précipitations mensuelles) ainsi que des paramètres contrôlant la limite pluie/neige (températures, ligne de gel, gradient thermique)..... 204
- Figure 8.3 : Débits classés mesurés (en vert ; DREAL PACA portant sur 26 ans d'observations), et simulés (en rouge ; simulation sur 500 ans). Les débits classés représentent le nombre de jours par an (fréquence) où le débit observé dépasse un débit donné ; par exemple, des débits inférieurs à $90 \text{ m}^3/\text{s}$ sont observés 90% du temps, soit 329 jours par an. Les fréquences de 0,0274 et 0,9726 correspondent respectivement aux débits caractéristiques d'étiage (environ $13 \text{ m}^3/\text{s}$) et de crue (environ $140 \text{ m}^3/\text{s}$)..... 205
- Figure 8.4 : Périodes de retour des crues, mesurées (en vert ; portant sur 38 ans d'observations, DREAL PACA, calcul à partir de la loi de Gumbel ; les barres d'erreur verticales correspondant à l'intervalle de confiance), et simulées (en rouge ; simulation sur 500 ans)..... 205
- Figure 8.5 : Relation entre le débit et la concentration en sédiment, établie à partir des données mesurées (en vert : mesures instantanées ; $n=26$; Laurent 1971 ; Mulder et al. 1997a), et simulées par Hydrotrend (en rouge : moyennes journalières ; $n=180\,000$). Les équations reliant la concentration (Cs) à la charge (Q)

- (Cs = aQsb ; Leopold et Maddock, 1953) sont représentées selon ce même code couleur. Seuil de déclenchement (direct) des courants hyperpycnaux autour de 40 kg/m³ (seuil représenté par une ligne pointillé) 207
- Figure 8.6 : Synthèse des paramètres climatiques annuels en entrée du modèle. Les périodes marquées par des bandes grises correspondent aux stades froids (stades et Heinrich stadials, H1 à H5) des cycles climatiques millénaires de Dansgaard-Oeschger, les insterstades, eux, sont identifiés par les numéros 1 à 12; LGM=DMG ; BA= Bølling-Allerød ; YD=Dryas Récent..... 211
- Figure 8.7 : Données statistiques des débits simulés à partir du modèle de balance hydrologique. Les débits totaux (Q_{tot}) sont divisés, en fonction de leur origine, entre les débits liés à la pluie (précipitations liquides ; Q_{rain}), les débits liés à la fonte de la neige (précipitations neigeuses ; Q_{neige}) et les débits liés à la fonte de la glace (issus du bilan entre la quantité de précipitations tombées sur les glaciers et l'évolution de la taille des glaciers : ablation ou accretion ; Q_{ice}). Débits journaliers maximums atteints par année (crues annuelles) : Q_{peak}. Les périodes marquées par des bandes grises correspondent aux stades froids (stades et Heinrich stadials, H1 à H5) des cycles climatiques millénaires de Dansgaard-Oeschger, les insterstades, eux, sont identifiés par les numéros 1 à 12; LGM=DMG; BA= Bølling-Allerød ; YD=Dryas Récent..... 212
- Figure 8.8 : Comparaison entre les débits mensuels du Var simulés pour le DMG (en rouge) et les débits mensuels observés actuellement (en vert). Au DMG, le Var a un régime glacio-nival : son débit est alors contrôlé par le stockage en automne et en hiver des précipitations sous forme de glace et de neige (période d'étiage), puis par leur libération, au printemps, de mai à juin (période de crues)..... 213
- Figure 8.9 : Comparaison entre l'évolution des débits liés à la fonte de la glace et l'évolution de la taille des glaciers. Les périodes marquées par des bandes grises correspondent aux stades froids (stades et Heinrich stadials, H1 à H4) des cycles climatiques millénaires de Dansgaard-Oeschger, les insterstades, eux, sont identifiés par les numéros 1 à 12 ; LGM=DMG; BA= Bølling-Allerød; YD=Dryas Récent. 214
- Figure 8.10 : Période de retour des crues du Var pour 5 périodes clés testées (simulations sur une durée de 500 ans) : période actuelle (Modern), Dernier Maximum Glaciaire (LGM), Stade 8 (Stadial 8, qui suit l'Interstade 8), Interstade 8 (Interstadial 8) et l'Heinrich stadial 4..... 216
- Figure 8.11 : Périodes de retour des crues (débits des crues rapportés aux débits moyens) du Var pour 5 périodes clés testées (simulations sur une durée de 500 ans) : période actuelle (Modern), Dernier Maximum Glaciaire (LGM), Stade 8 (Stadial 8, qui suit l'Interstade 8), Interstade 8 (Interstadial 8) et l'Heinrich stadial 4. 217
- Figure 8.12 : Débits (Q), concentrations en sédiments (Cs) et flux sédimentaires (Qs) annuels du Var simulés par Hydrotrend. Les périodes marquées par des bandes grises verticales correspondent aux stades froids (stades et Heinrich stadials) des cycles climatiques millénaires de Dansgaard-Oeschger, les insterstades, eux, sont identifiés par les numéros 1 à 12; LGM=DMG; BA= Bølling-Allerød; YD=Dryas Récent..... 218
- Figure 8.13 : Comparaison entre l'évolution des flux sédimentaires moyens issus de l'érosion par les glaciers (courbe bleu), contrôlés par la taille et la dynamique des glaciers, et des flux sédimentaires moyens issus de l'érosion du reste de l'aire de drainage, principalement contrôlés par les variations de températures et de précipitations (en rouge). Les périodes marquées par des bandes grises correspondent aux stades froids (stades et Heinrich stadials, H1 à H4) des cycles climatiques millénaires de Dansgaard-Oeschger, les insterstades, eux, sont identifiés par les numéros 1 à 12; LGM=DMG ; BA= Bølling-Allerød ; YD=Dryas Récent..... 219
- Figure 8.14 : Evolution au cours de la période simulée (0-50 ka) de différents paramètres relatifs au transport des sédiments pendant les crues et à l'activité hyperpycnale du Var. De haut en bas : Flux sédimentaires spécifiques annuels (Yield) ; Débit maximum journalier, observé par année (Q_{peak}) ; Charge sédimentaire maximale journalière observée par année (Q_{speak}) ; Concentration en sédiment maximale journalière observée par année (C_{speak}) ; Nombre de courants hyperpycnaux par année ; Proportion des flux sédimentaires transportés dans les courants hyperpycnaux par an. La concentration en sédiment utilisée ici comme seuil de déclenchement des courants hyperpycnaux est de 40 kg/m³ (concentration en sédiment journalière). Les périodes marquées par des bandes grises correspondent aux stades froids (stades et Heinrich stadials, H1 à H5) des cycles climatiques millénaires de Dansgaard-Oeschger, les insterstades, eux, sont identifiés par les numéros 1 à 12; LGM=DMG; BA= Bølling-Allerød ; YD=Dryas Récent. 221
- Figure 8.15 : Courbe de fréquence des courants hyperpycnaux simulés sur les derniers 50 000 ans (en bas). La concentration en sédiment utilisée comme seuil de leur déclenchement est de 40 kg/m³. Les paramètres climatiques en entrée du modèle (température, précipitations, volume des glaciers) sont également reportés pour comparaison. Les périodes marquées par des bandes grises correspondent aux stades froids (stades et Heinrich stadials, H1 à H5) des cycles climatiques millénaires de Dansgaard-Oeschger, les insterstades, eux, sont identifiés par les numéros 1 à 12; LGM=DMG; BA= Bølling-Allerød; YD=Dryas Récent..... 223

- Figure 8.16 : Relations entre débit et concentration journalières en sédiment observées pour cinq périodes simulées (simulations sur 500 ans) : période actuelle (Modern), Dernier Maximum Glaciaire (LGM), Stade 8 (Stadial 8, qui suit l'Interstade 8), Interstade 8 (Interstadial 8) et l'Heinrich stadial 4. L'équation reliant la concentration au débit (équation de Leopold et Madock, 1953) est donnée pour chaque période. De même que pour les Figure 8.14 et Figure 8.15, le seuil de 40 kg/m³, représenté par la ligne en pointillé, est utilisé comme seuil de déclenchement des courants hyperpycnaux. 224
- Figure 8.17 : Périodes de retour des pics de concentration en sédiment journalière pour cinq périodes climatiques clés (calculées à partir de simulations sur 500 ans) avec indication, pour chaque époque de la période de retour des courants hyperpycnaux (concentration en sédiment > 40kg/m³). Période actuelle (Modern), Dernier Maximum Glaciaire (LGM), Stade 8 (Stadial 8, qui suit l'Interstade 8), Interstade 8 (Interstadial 8) et l'Heinrich stadial 4. 225
- Figure 8.18 : Comparaison entre l'évolution modélisée (E) des flux sédimentaires dérivés de l'érosion par les glaciers simulée par Hydrotrend et celle déterminée à partir des mesures d' ϵ Nd (F), interprétée comme un indicateur de flux sédimentaires en provenance des zones englacées du bassin versant. Afin de replacer cette étude comparative dans son contexte climatique, sont également représentés : A. La courbe composite du $\delta^{18}O$ de la Ride Sédimentaire du Var ; B. et C. Les paramètres climatiques annuels en entrée du modèle (températures et précipitations) et D. L'évolution de la taille des glaciers en entrée du modèle. LGM: Dernier Maximum Glaciaire; BA: Bølling-Allerød ; YD:Dryas Récent ; HS: Heinrich Stadial. ... 228
- Figure 8.19 : Comparaison entre l'évolution de l'activité hyperpycnale simulée (E) par le modèle Hydrotrend (la concentration utilisée comme seuil de déclenchement est de 40 kg/m³) et de (F) l'activité turbiditique observée sur la Ride Sédimentaire du Var (carotte ESK08-CS01 et ESK08-CS13). Afin de replacer cette étude comparative dans son contexte climatique, sont également représentés : A. La courbe composite du $\delta^{18}O$ pour la Ride Sédimentaire du Var ; B.et C. Les paramètres climatiques annuels en entrée du modèle (températures et précipitations) et D. L'évolution de la taille des glaciers en entrée du modèle. LGM: Dernier Maximum Glaciaire; YD:Dryas Récent; BA: Bølling-Allerød ; HS: Heinrich Stadial. 231
- Figure C.1 : Schémas synthétiques mettant en évidence les caractéristiques et le fonctionnement du système sédimentaire du Var ; pendant l'Holocène (en haut) et au Dernier Maximum Glaciaire (en bas ; l'abaissement du niveau marin à -120 m n'est pas représentée). Contribution relative des formations sédimentaires et des Massifs Cristallins Externes dans les flux sédimentaires (Sed. Source). 239
- Figure C.2 : Schémas synthétiques mettant en évidence les caractéristiques et le fonctionnement du système sédimentaire du Var pendant les interstades (en haut) et les stades et Heinrich stadials (en bas). 241

LISTE DES TABLES

Table 4-1: Liste des carottes sédimentaires étudiées, leur localisation est figurée dans la Figure 4.1	83
Table 4-2 : Liste des échantillons de sédiments fluviatiles et informations relatives à leur échantillonnage. Leur localisation est figurée dans la Figure 4.2	85
Table 4-3 : Datations radiocarbone obtenues sur les sédiments de la Ride du Var ; âges corrigées via le logiciel Calib Rev 6.1 (Stuiver et Reimer, 1993), en utilisant la courbe de référence Marine09 (Reimer et al., 2009). Les datations marquées par une étoile (*) ont été réalisées par Jorry et al. (2011).	89
Table 5-1 : Ages NGRIP des événements climatiques utilisés pour l'élaboration des modèles d'âges (Sierro et al., 2009). GIS = Greenland Interstadial (Interstade).	109
Table 6-1 : Tableau comparatif des taux de sédimentation et taux d'accumulation des sables mesurés dans les carottes sédimentaires de la Ride du Var sur l'ensemble de la carottes (total) et pour six intervalles de temps : l'Holocène (0 à 11 ka), la dernière partie de la Terminaison 1 (11 à 17 ka), le début de la Terminaison 1 et le DMG (17 à 32 ka), les cycles de Dansgaard-Oeschger 5 à 12 (32 à 47 ka), les cycles de Dansgaard-Oeschger 13 à 17 (47 à 58 ka) et le MIS4 (59 à 71 ka). La base de la carotte KNI22 est datée autour de 20 ka, par conséquent, les taux de sédimentation signalés par * ont été calculés sur l'intervalle 17-20 ka	114
Table 7-1 : Synthèse des données géochimiques mesurées sur la fraction <63 µm des sédiments fluviatiles. Composition en éléments majeurs et traces mesurée par spectrométrie à fluorescence X. Les analyses de concentration et d'isotopie du Nd sont réalisées sur la fraction décarbonatée du sédiment. La localisation des échantillons est donnée dans la Figure 7.2, leur coordonnées géographiques sont données dans la Table 4-2. Les lettres dans la nomenclature correspondent à l'abréviation du nom du cours d'eau : CIA : le Cian ; COU : le Coulomb ; EST : l'Estéron ; GUA : la Gordolasque ; GUE : le Guerche ; LOU : le Loup ; MOL : la Molière ; NEG : Lac Nègre ; PAI : le Paillon ; PAC : le Paillon-le-Conte ; ROM : Torrent de Vens ; RIOU : le Riou ; TIN : la Tinée ; VAR : le Var ; VES : la Vésubie.....	152
Table 7-2 : Tableau comparatif de la concentration en Nd et de l'εNd mesuré dans les fractions 45-63 µm, <45µm et <63µm des sédiments fluviatiles. La localisation géographique des échantillons est donnée dans la Figure 7.2. Des valeurs d'εNd de la fraction <63 µm ne rentrant pas dans l'intervalle formé par les valeurs trouvées dans les fractions 45-63 µm et <45 µm (différence >0,2 unité d'εNd ; e.g. échantillon CIA-03) peuvent s'expliquer par des différences d'homogénéité des échantillons de sédiment.	157
Table 7-3 : Tableau comparatif de la concentration en Nd et de l'εNd mesurés dans les fractions 45-63 µm, <45µm et <63µm des sédiments turbiditiques de la carotte ESKK08-CS01 (datés entre 0 et 20 ka).....	162
Table 7-4 : Scores des éléments chimiques (variables de l'analyse en composantes principales) mesurés par XRF core scanner obtenus pour les deux premières composantes principales (CP1 et CP2). Les axes CP1 et CP2 représentent respectivement 60% et 15% de la variabilité du jeu de données.	165
Table 7-5 : Caractéristiques géochimiques des sédiments turbiditiques de la carotte ESKK08-CS01 entre 15 et 19 ka. Les résultats obtenus sur les sédiments prélevés à l'embouchure du Var (VAR-06) et dans la Vésubie (VES-03) sont présentés pour comparaison. La composition géochimique et l'εNd des échantillons les plus jeunes (15 ka) est proches de celles observées dans les sédiments prélevés au niveau de l'embouchure du Var (VAR-06), tandis que celle des sédiments plus anciens (19-18 ka) se rapprochent plus de celles observées dans les sédiments de la vallée de la Vésubie (VES-03).....	166
Table 7-6 : Corrélation entre l'εNd mesurées dans les sédiments turbiditiques de la carotte ESKK08-CS01 et dans les sédiments hémipélagiques de la carotte ESKK08-CS13, entre 0 et 20 ka.	169
Table 8-1 : Comparaison entre les caractéristiques hydro-sédimentaires du Var simulées par Hydrotrend et mesurées ou estimées (Laurent, 1971; Mulder et al., 1997a, 1998). Les valeurs moyennes simulées sont calculées à partir des données journalières (sur 500 ans). Les valeurs marquées par * sont des valeurs estimées à partir de l'équation (1) (Figure 8.5; Mulder et al., 1997a) définie d'après les données de Laurent (1971) et en utilisant les débits moyens mensuels du Var. Lorsque deux valeurs estimées sont données : pour la première, l'exposant b utilisée est de 1,534, mais pour la deuxième, l'exposant b est élevé à 1,7, majoration servant à compenser le lissage des débits mensuels ; dans les deux cas la valeur de a est fixée à 0,000767. Les valeurs maximales mesurées de débits et de quantité de sédiment transportée par un courant hyperpycnal ont été atteintes pendant la crue du 5 novembre 1994 et le courant hyperpycnal qui l'a suivi.	207
Table 8-2 : Valeurs moyennes annuelles de débit (Q mean), de flux sédimentaire (Qs mean) et de concentration en sédiment (Cs mean) du Var pour cinq périodes climatiques clés : période actuelle (Modern), Dernier Maximum Glaciaire (LGM), Stade 8 (Stadial 8, qui suit l'Interstade 8), Interstade 8 (Interstadial 8) et l'Heinrich stadial 4 (Heinrich 4).....	219

ANNEXES

Annexe 1 : Logs sédimentaires

Echantillonnage :

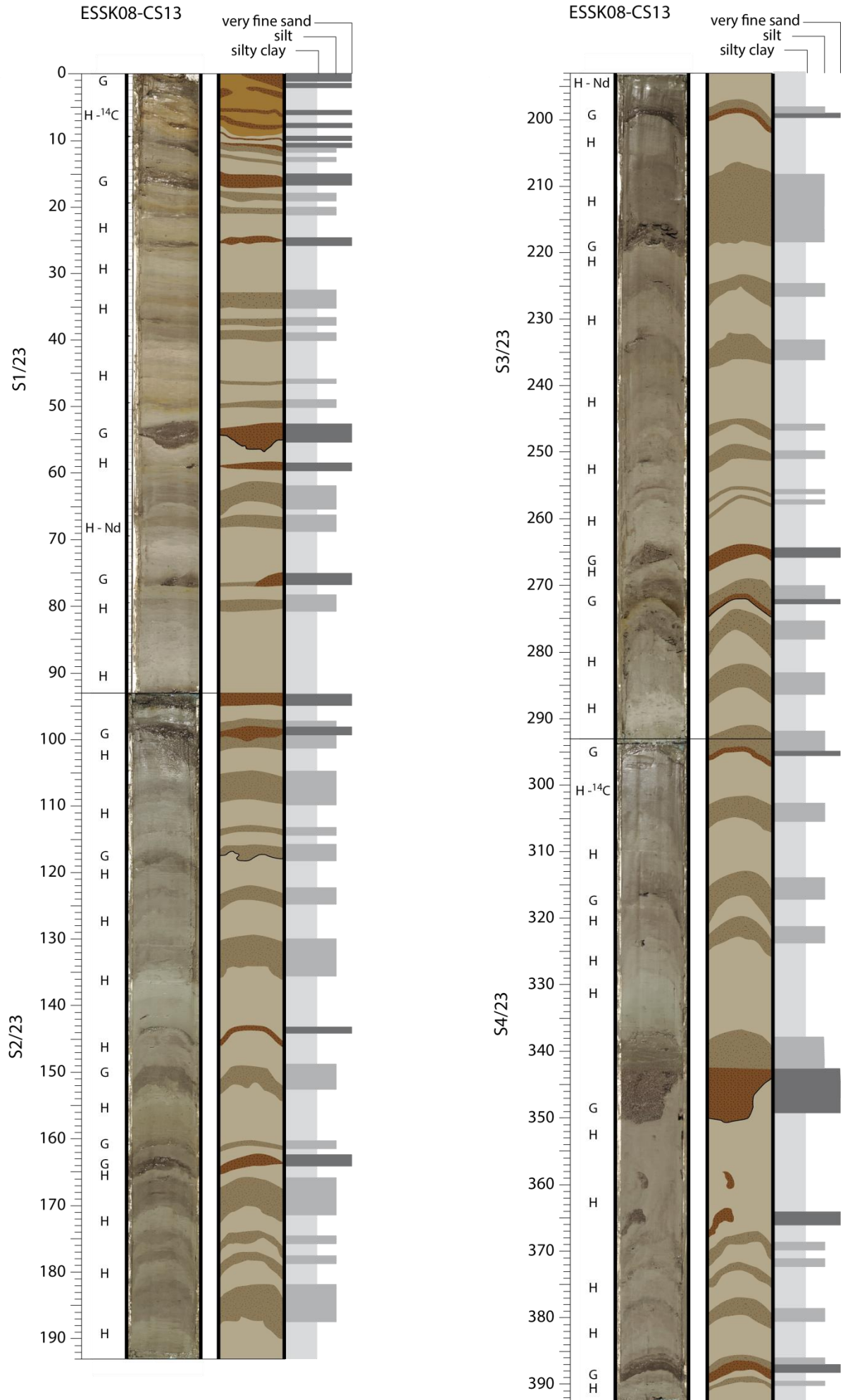
H = $\delta^{18}\text{O}$

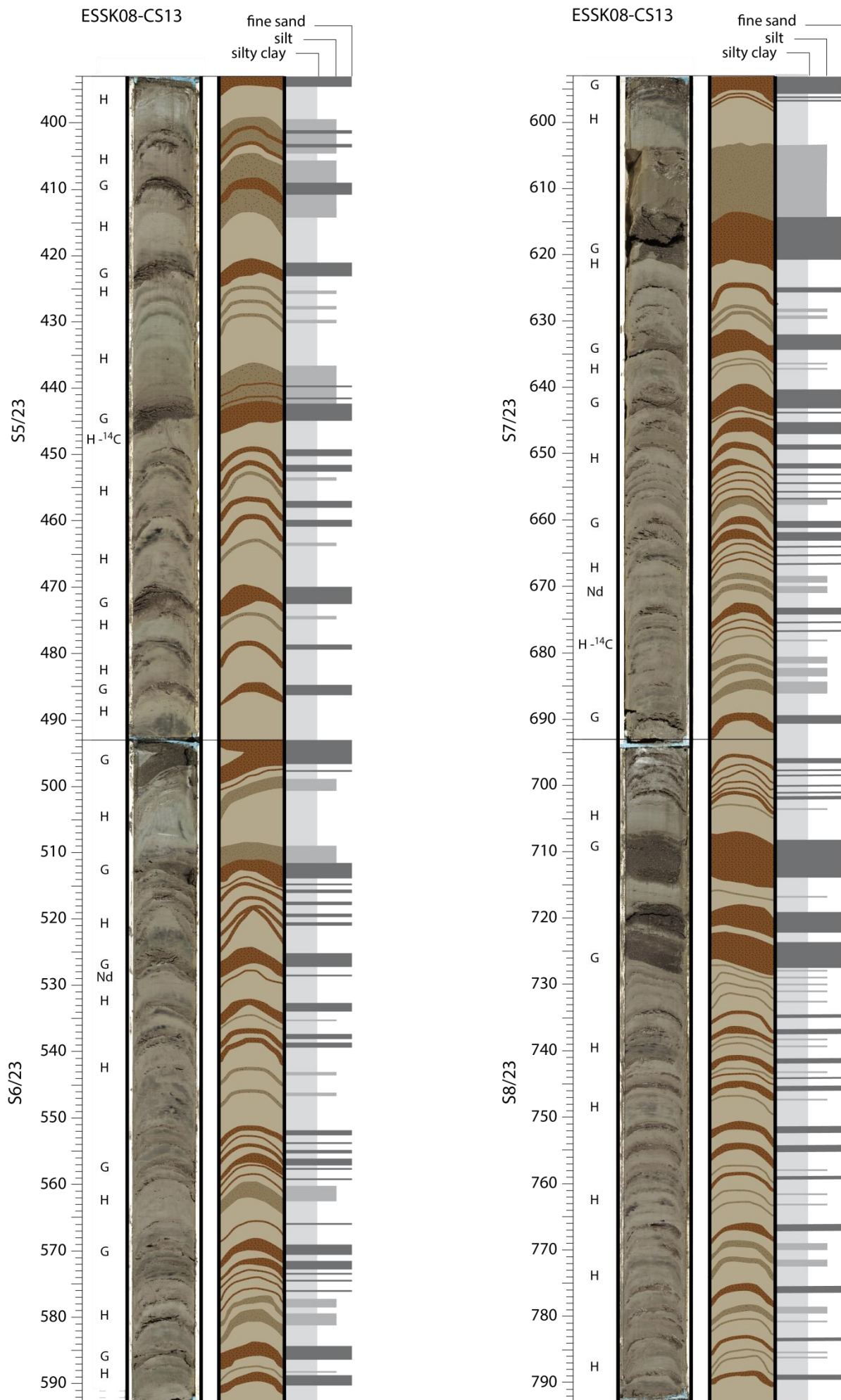
^{14}C = Datations ^{14}C

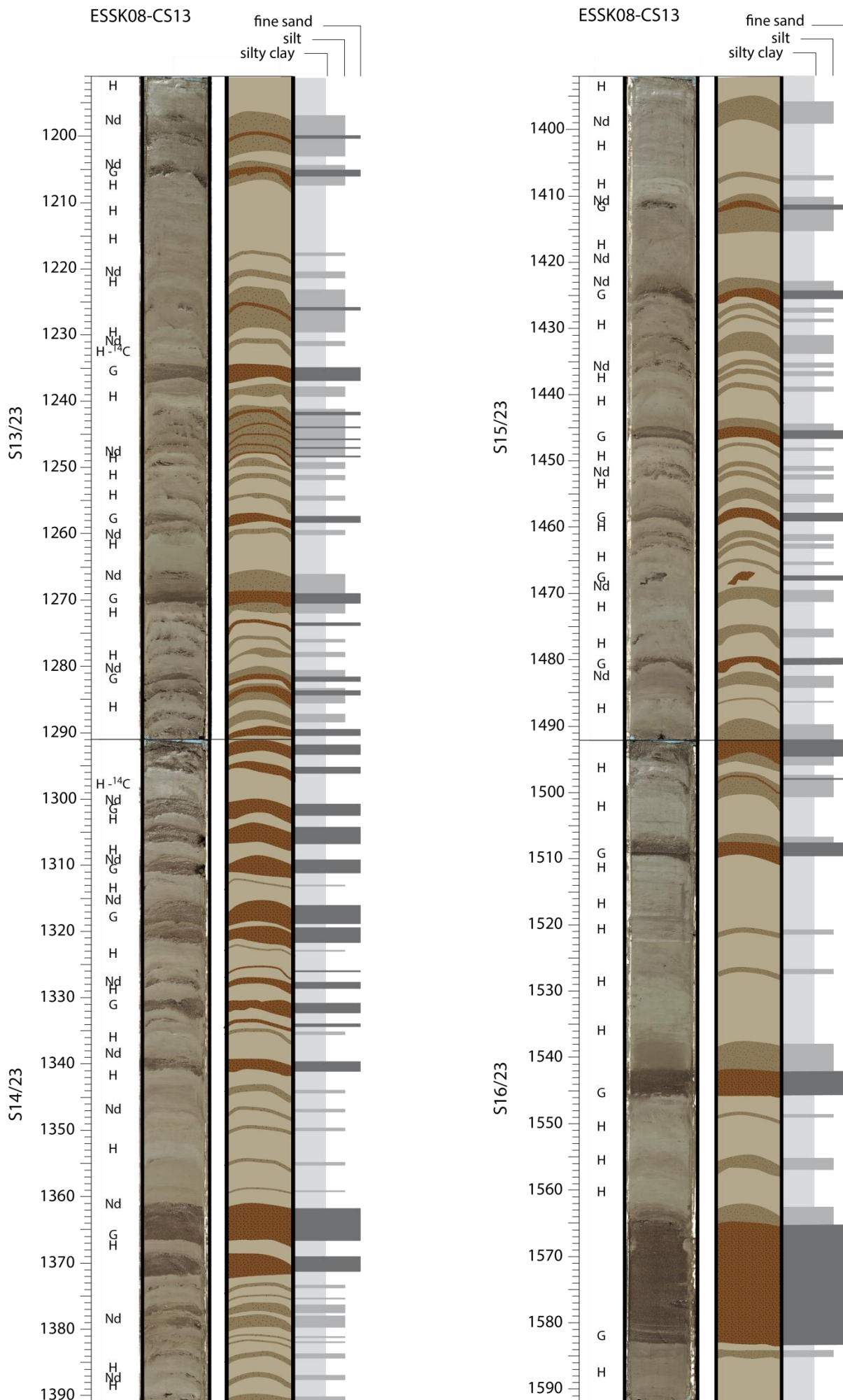
G = Granularité des sables

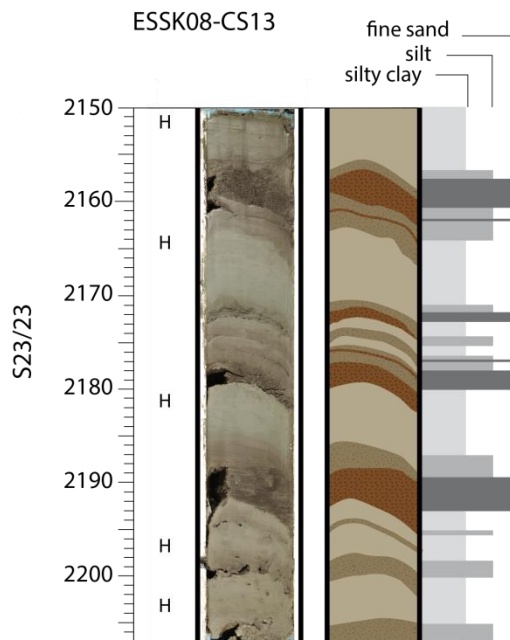
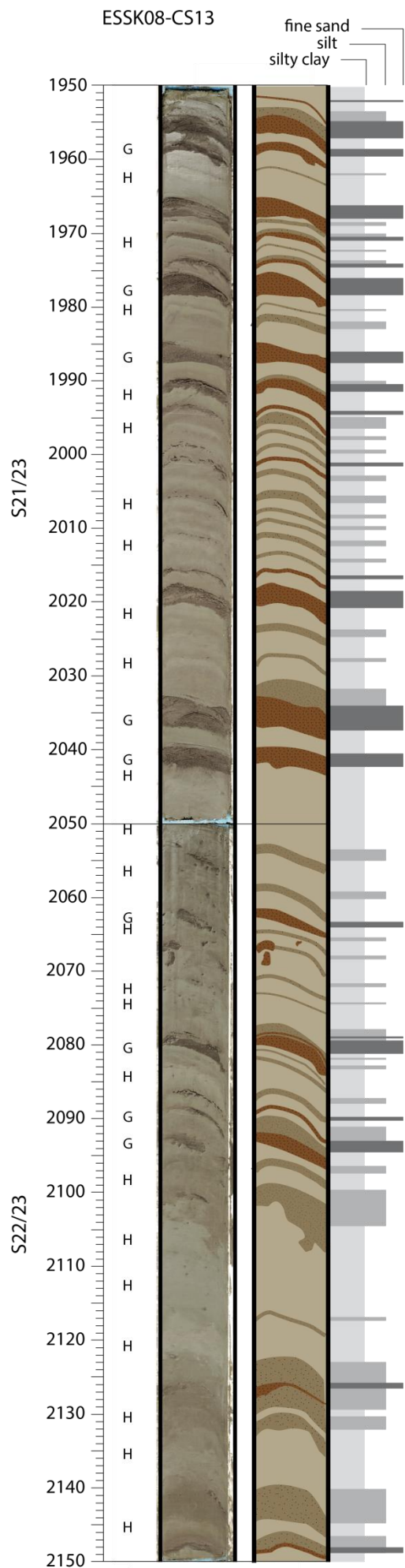
Nd = ϵNd et concentration en éléments traces

ESSK08-CS13

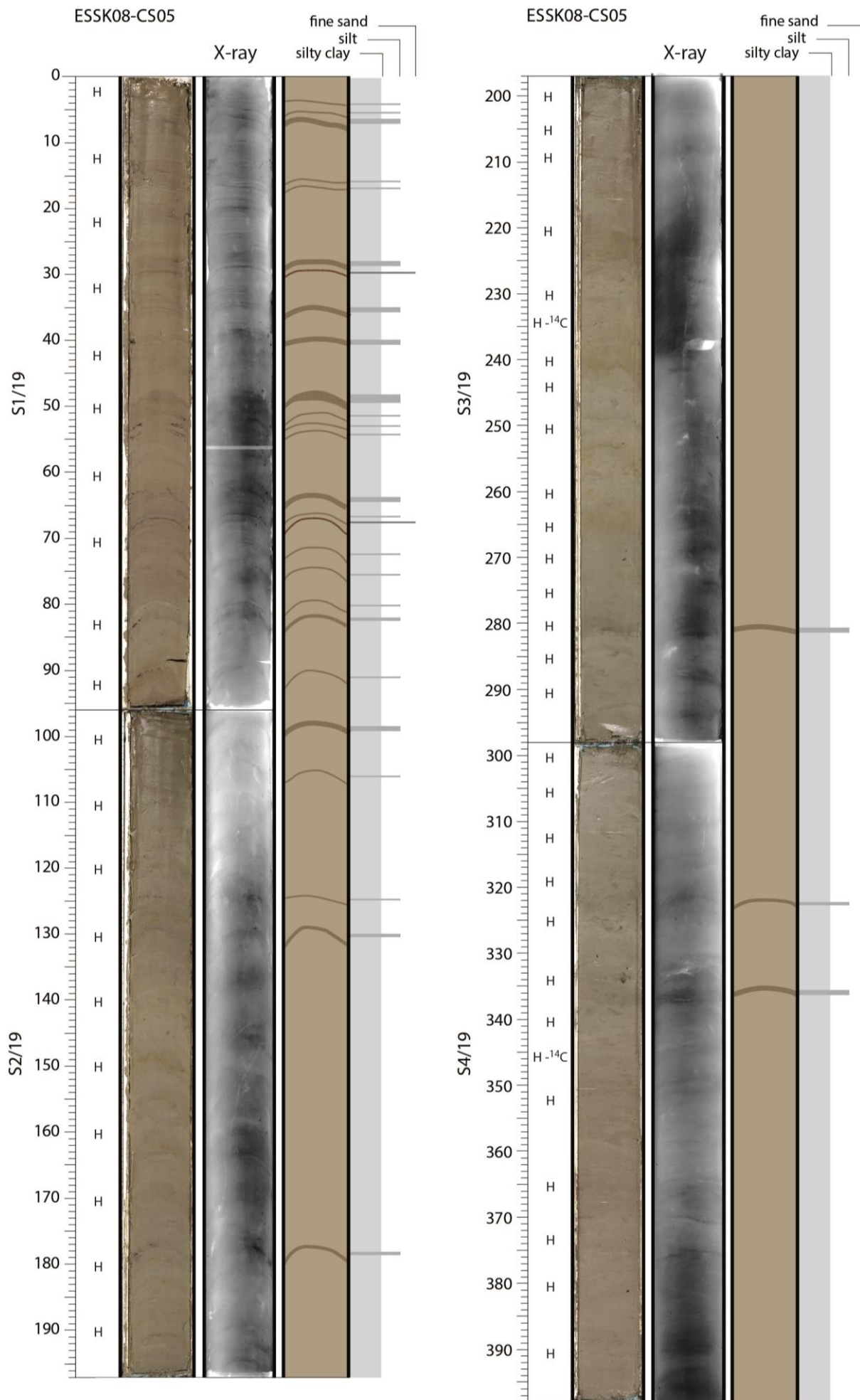


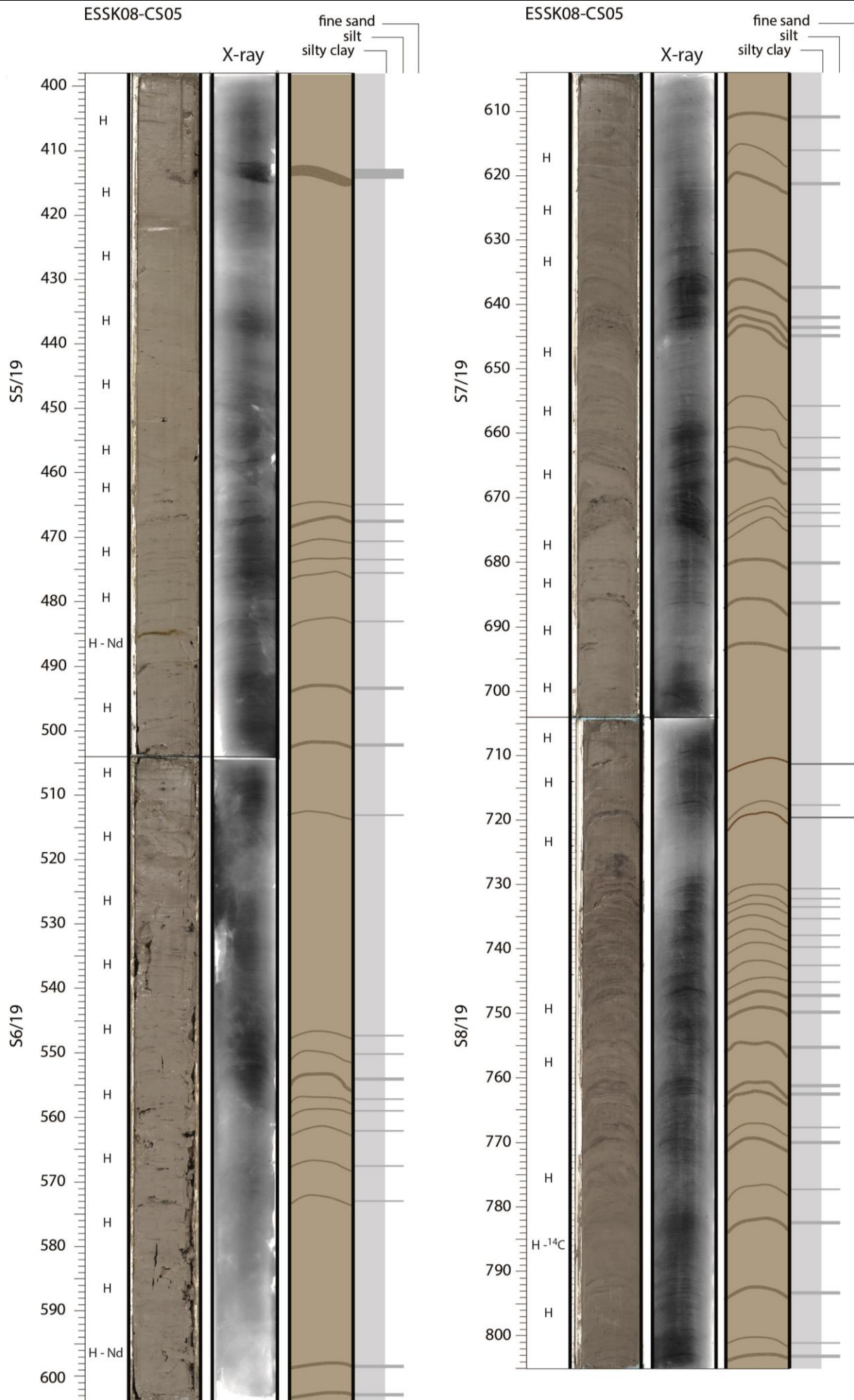


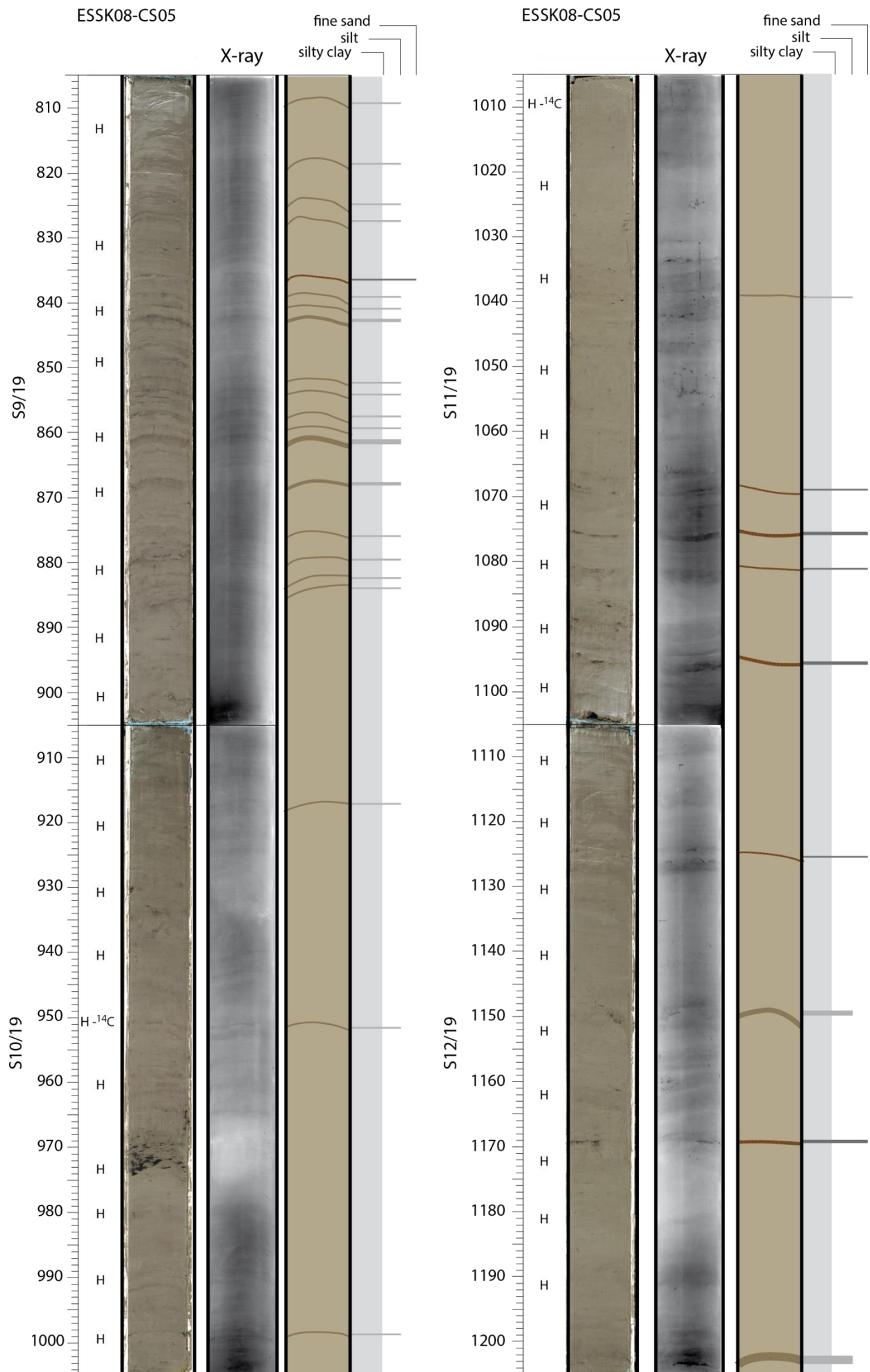


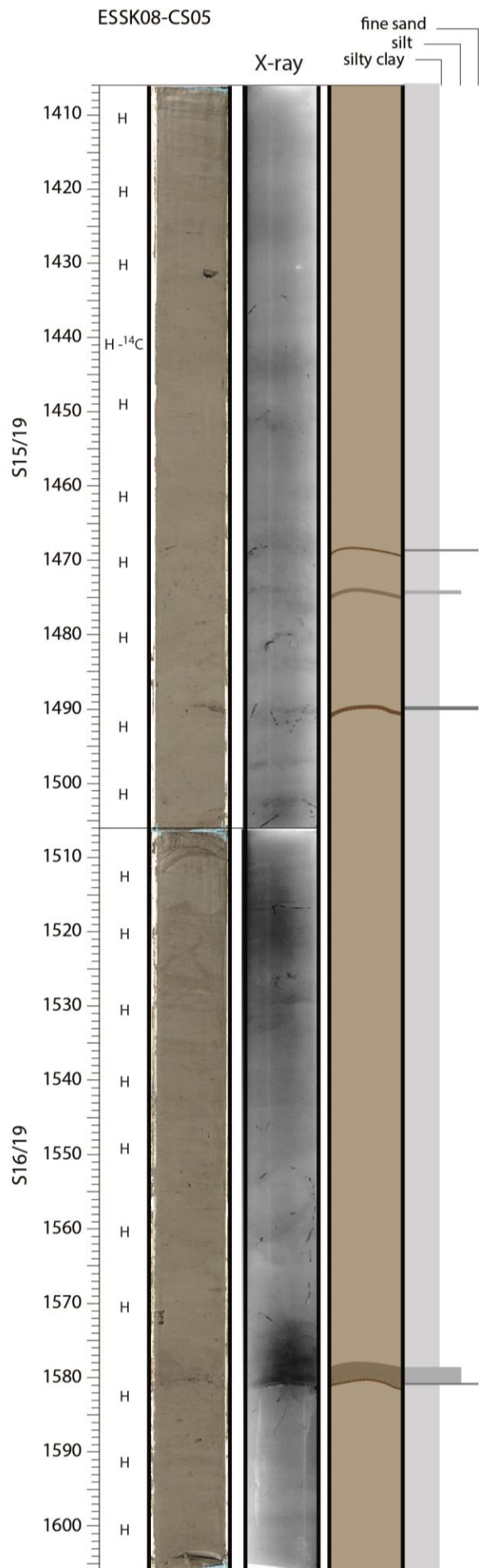
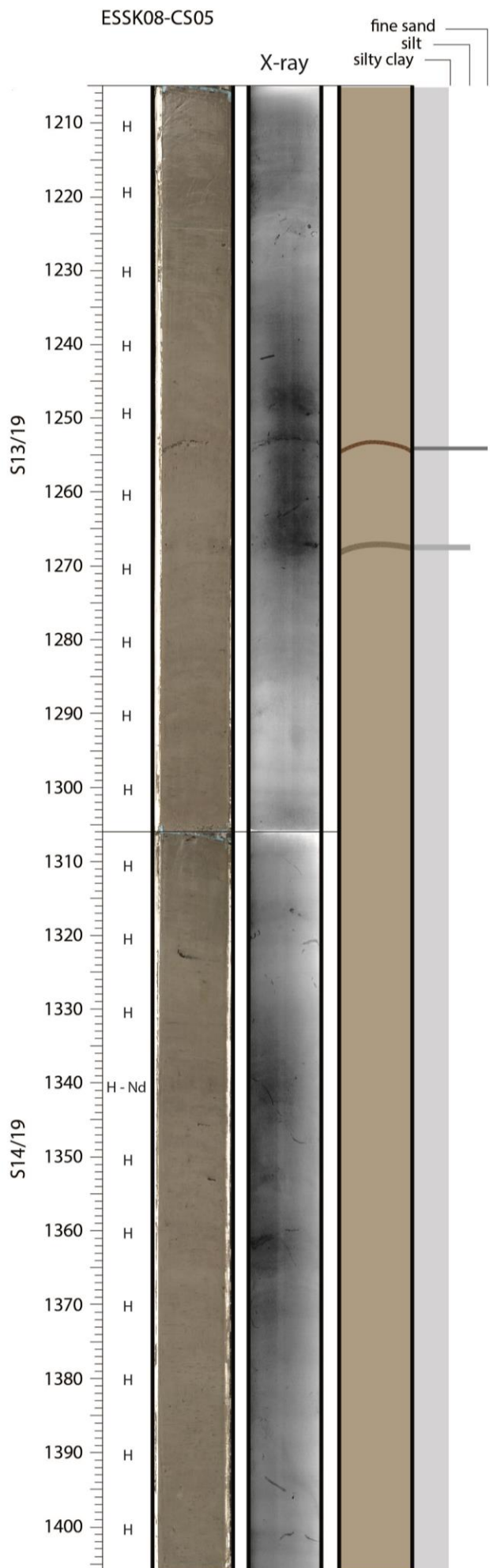


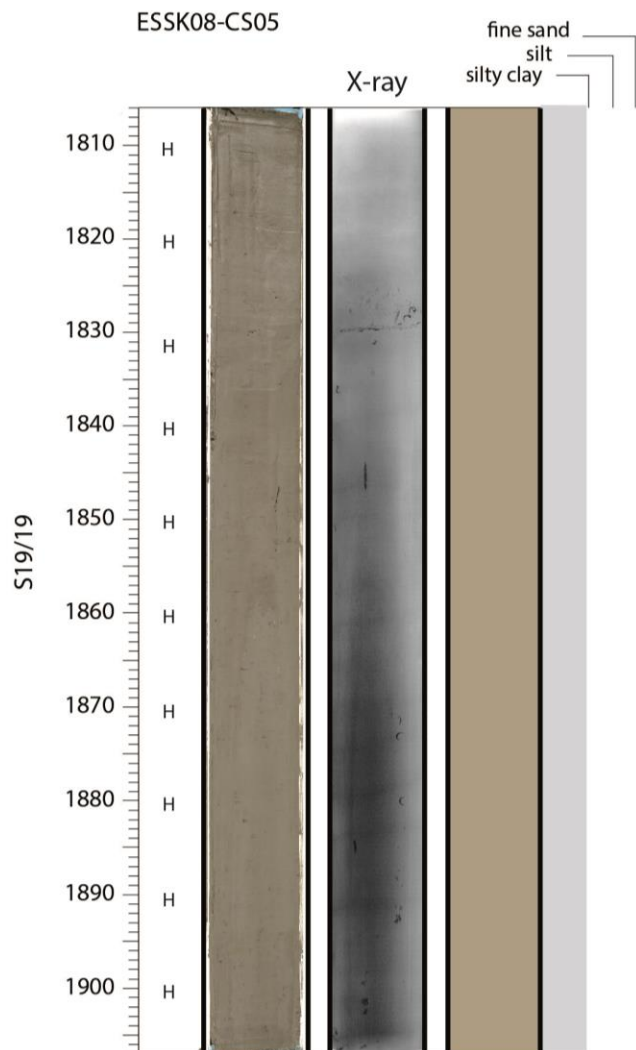
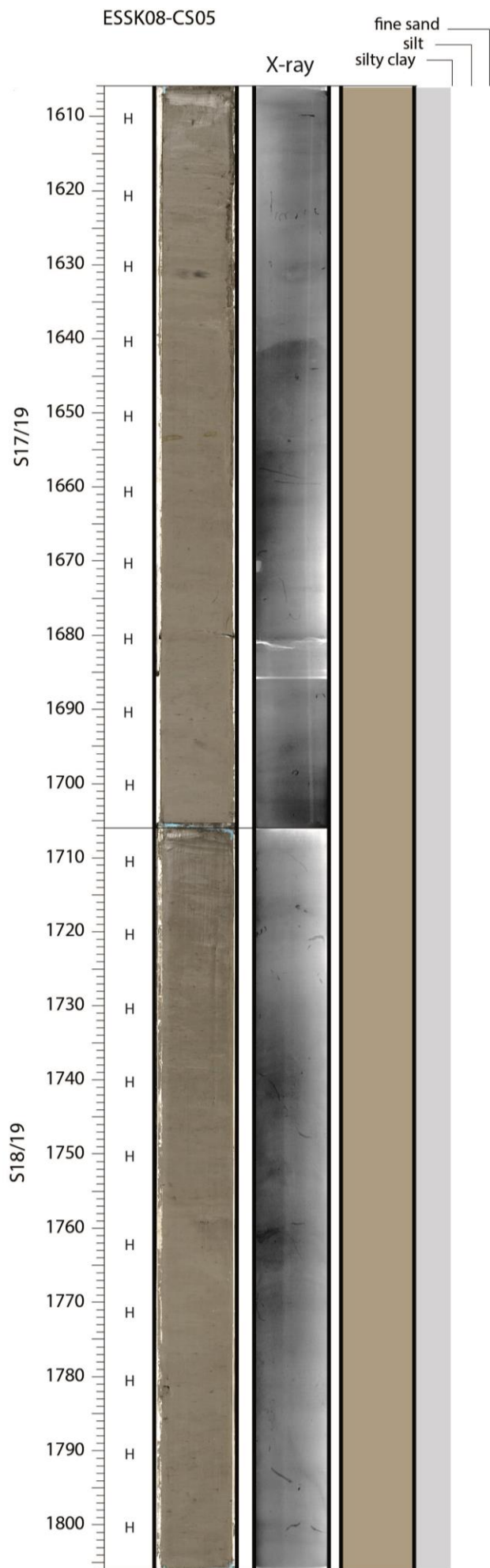
ESSK08-CS05



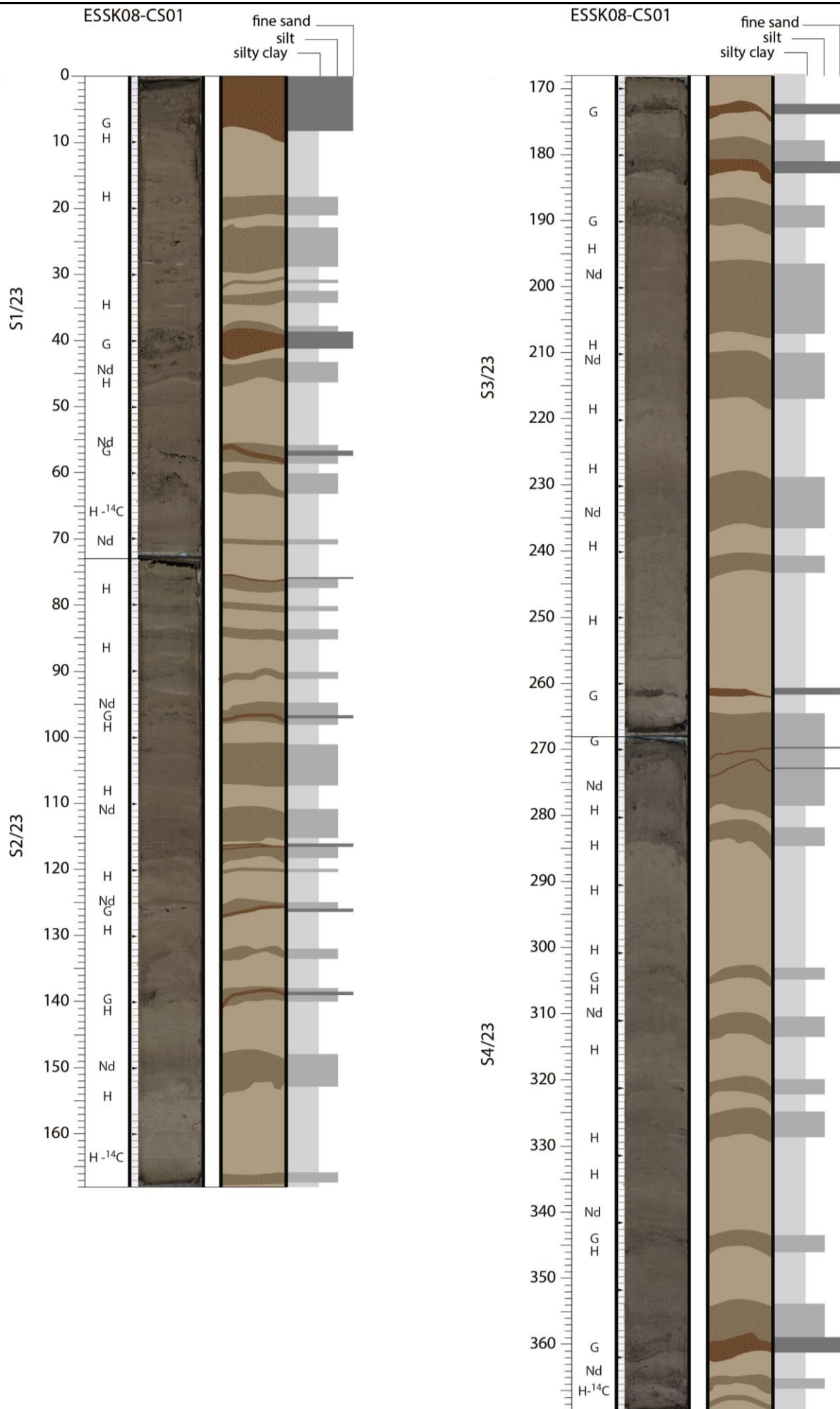


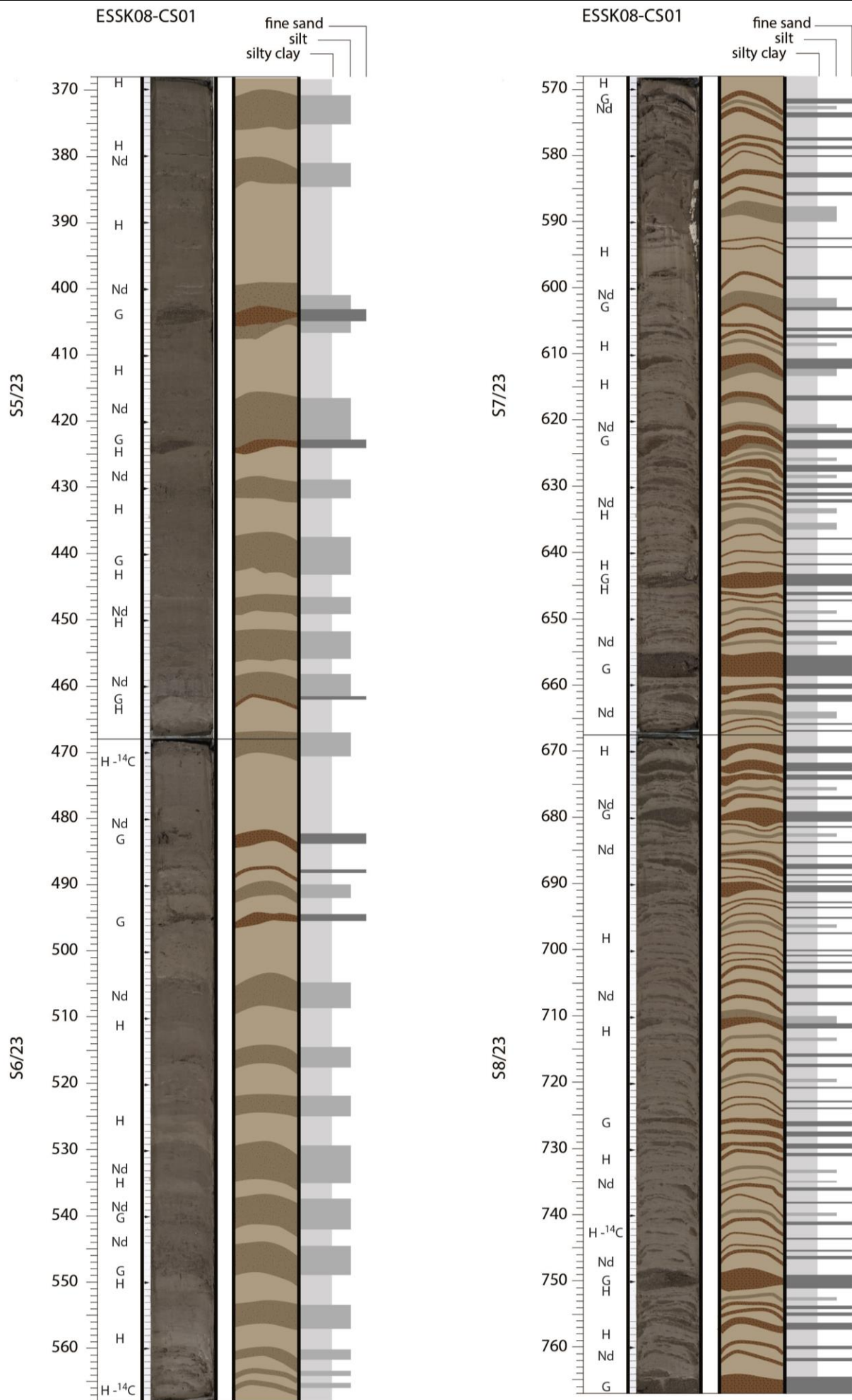


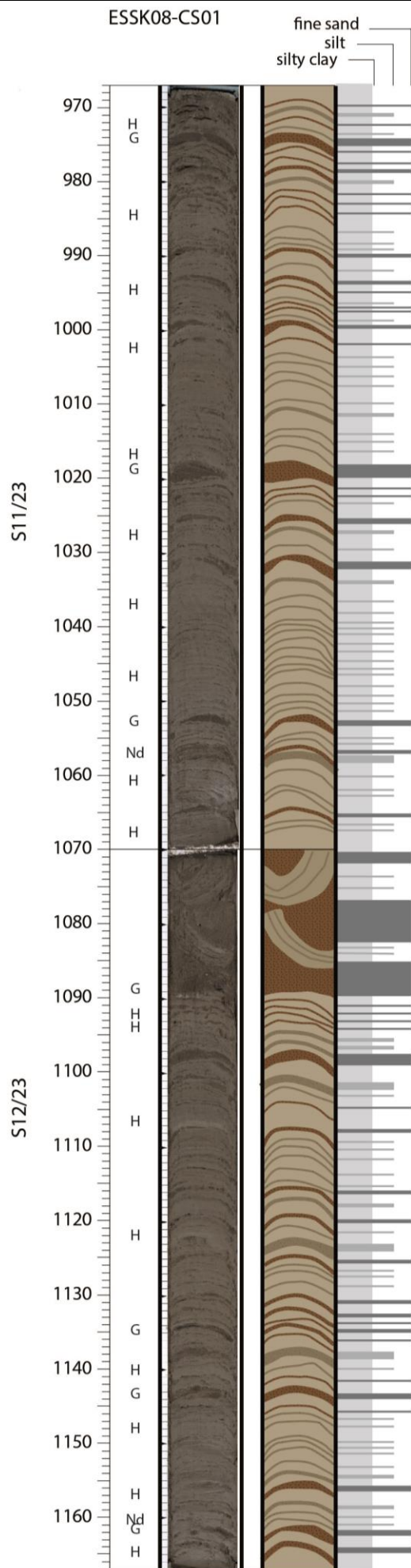
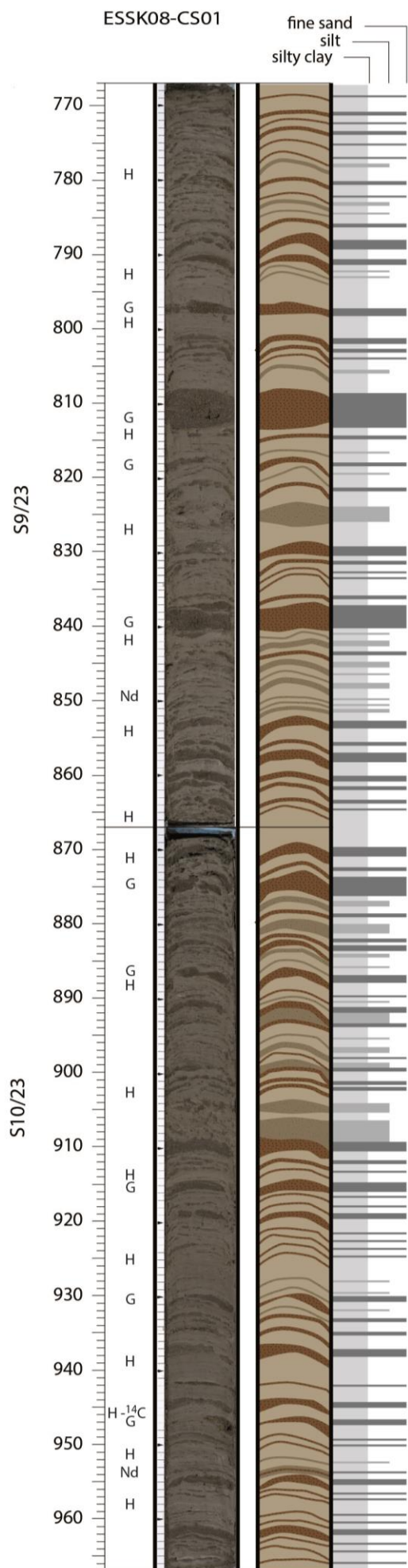


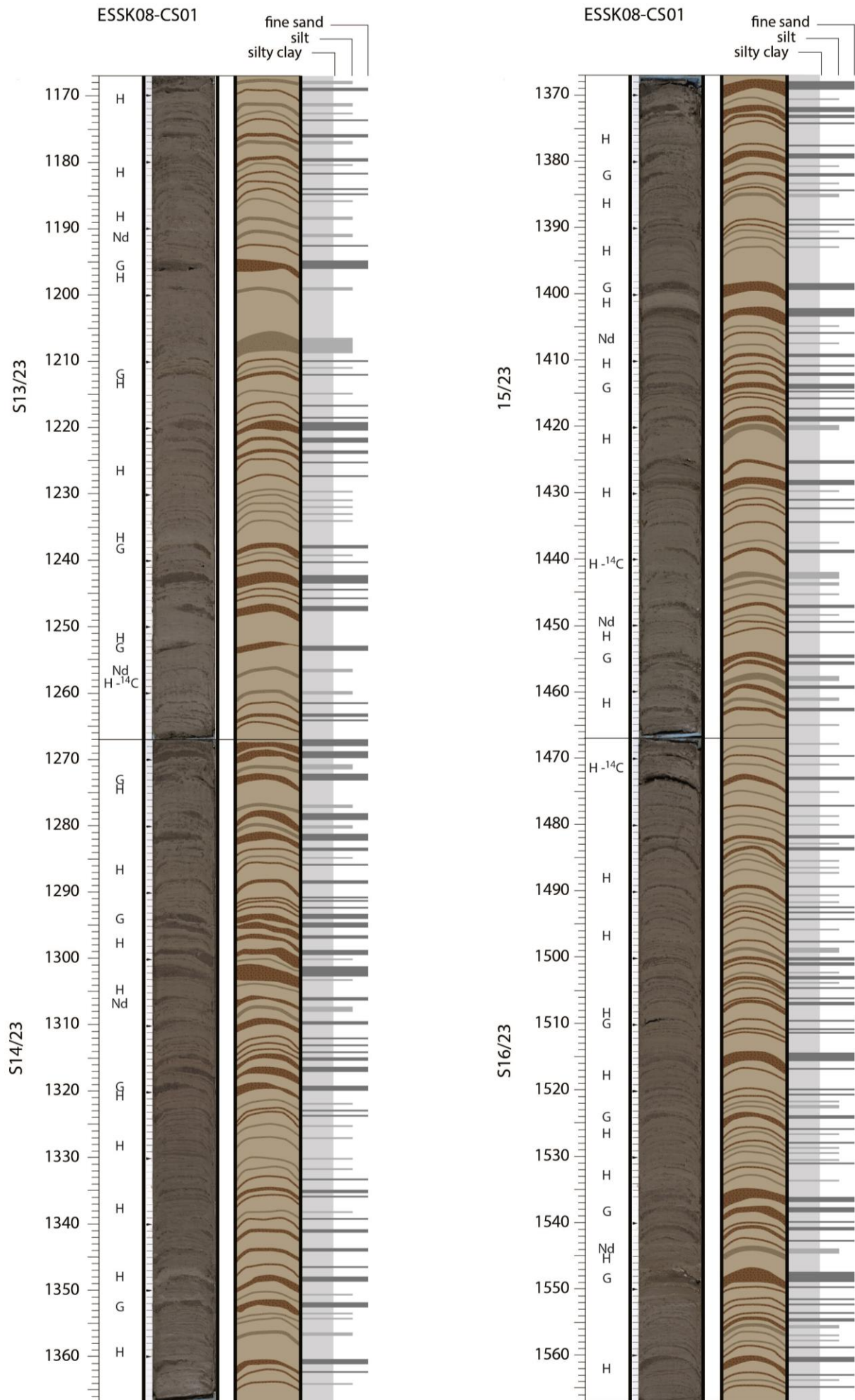


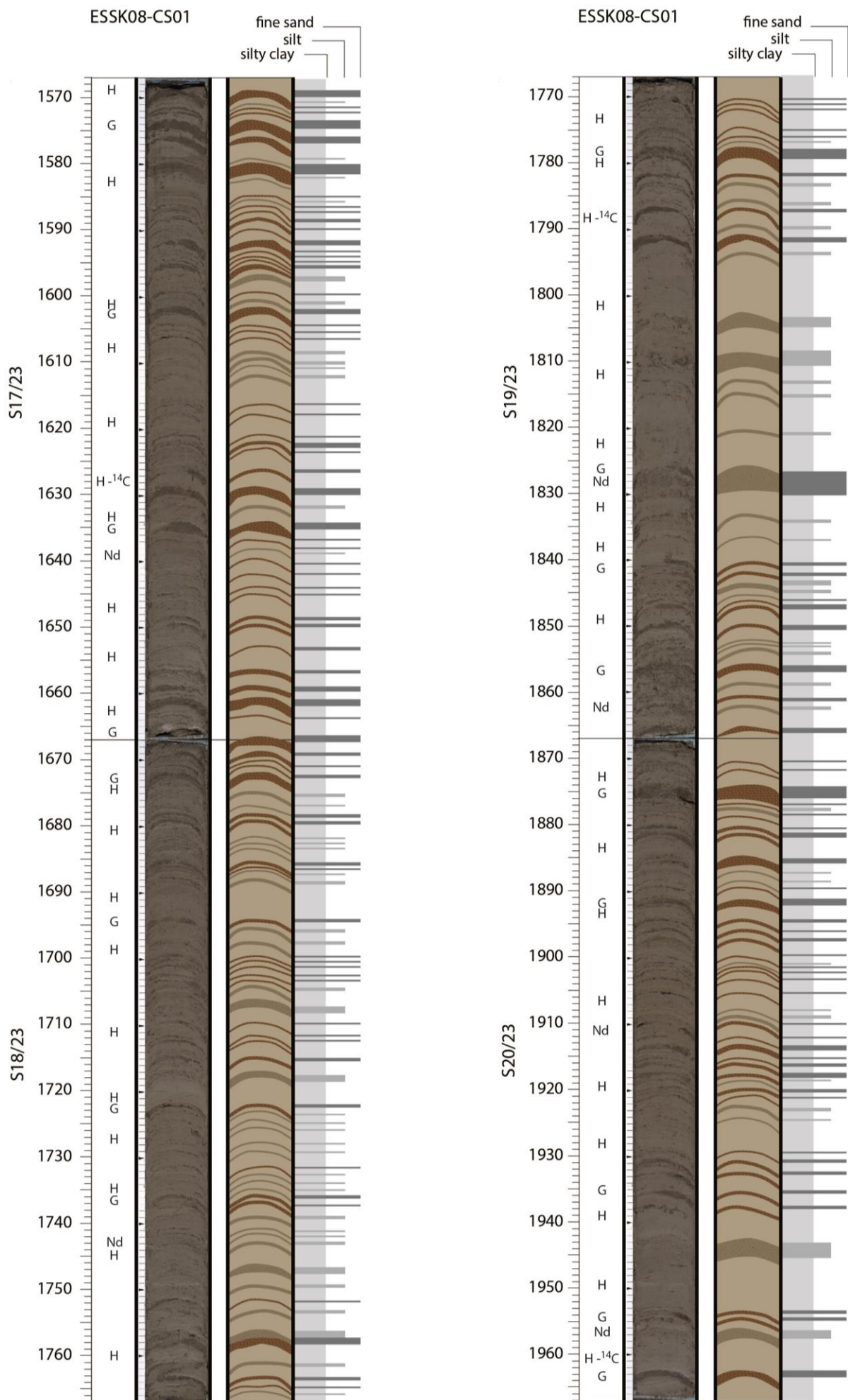
ESSK08-CS01

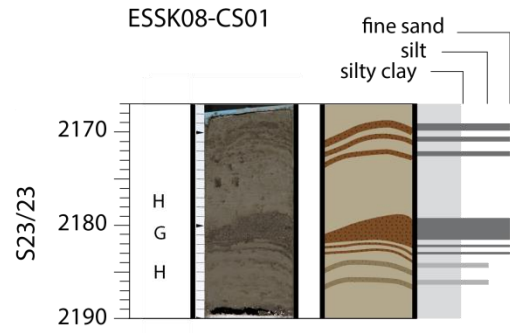
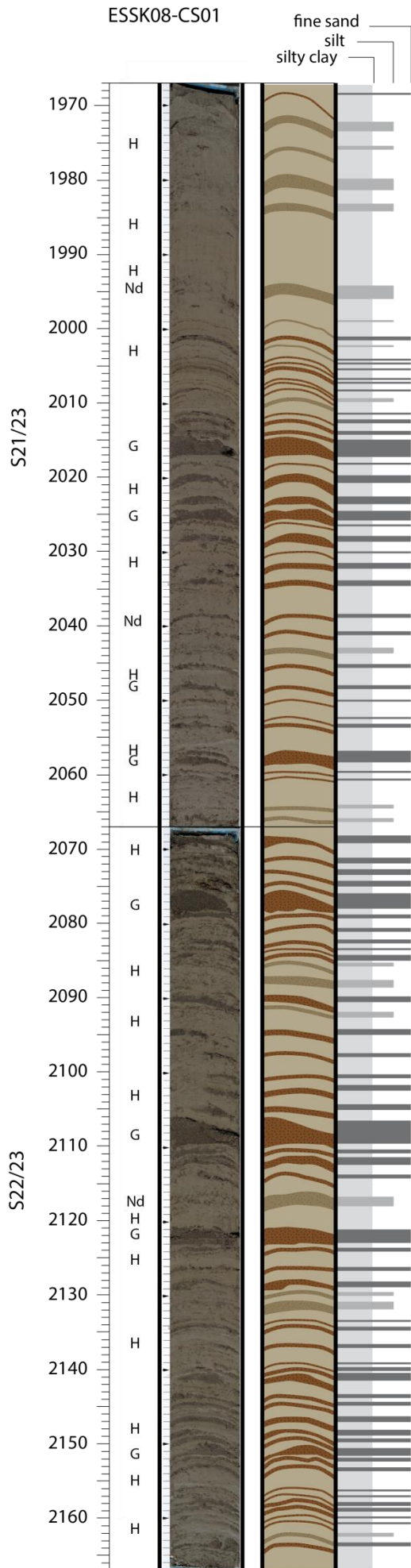












Annexe 2 : Tables de données

Annexes (*supplementary data*) de l'article : "*Geochemical evidences of the reaction of erosion and sediment transfers to rapid climate change and glaciation, SW Alps, France.*"

Sub-basin	Sample ID	River	Grain-size fraction	Longitude	Latitude	Sampling date	ϵNd	2σ	[Nd] (ppm)
Esteron	BV-EST-01	ESTERON	0-63 μm	7.18433	43.82372	11/06/2011	-11.20	0.13	18.8
	BV-EST-02	ESTERON	0-63 μm	7.00585	43.87280	11/06/2011	-10.47	0.1	18.4
	BV-EST-03	ESTERON	0-63 μm	7.00653	43.87228	11/06/2011	-10.94	0.15	19.8
	BV-EST-04	ESTERON	0-63 μm	6.93178	43.85345	11/06/2011	-11.45	0.15	17.8
	BV-EST-05	ESTERON	0-63 μm	6.73097	43.84880	17/09/2012	-10.58	0.11	23.1
	BV-RIO-01	RIOLAN	0-63 μm	6.95020	43.86700	11/06/2011	-9.97	0.11	19.6
	BV-RIOU-01	RIOU	0-63 μm	7.01035	43.87467	11/06/2011	-11.45	0.13	22.5
Tinée	BV-GUE-01	GUERCHE	0-63 μm	7.05368	44.18452	12/06/2011	-10.74	0.16	30.1
	BV-MOL-01	MOLIERES	0-63 μm	7.10143	44.13028	12/06/2011	-10.64	0.17	66.5
	BV-ROM-01	VENS	0-63 μm	6.90347	44.30567	19/09/2012	-10.66	0.11	57.8
	BV-TIN-01	TINEE	0-63 μm	7.18953	43.91735	12/06/2011	-10.78	0.18	42.2
	BV-TIN-02b	TINEE	0-63 μm	7.09752	44.12828	12/06/2011	-10.80	0.14	26.6
	BV-TIN-03	TINEE	0-63 μm	7.05117	44.18457	12/06/2011	-11.09	0.14	57.5
	BV-TIN-04	TINEE	0-63 μm	7.05370	44.18387	12/06/2011	-11.11	0.11	30.1
	BV-TIN-05	TINEE	0-63 μm	6.93470	44.24993	19/09/2012	-10.57	0.10	29.4
BV-TIN-07	TINEE	0-63 μm	7.12812	44.04542	19/09/2012	-10.76	0.10	27.4	
Vésubie	BV-GUA-01	GORDOLASQUE	0-63 μm	7.31092	44.00157	13/06/2011	-9.01	0.11	36.3
	BV-NEG-01	LAC NEGRE	0-63 μm	7.23703	44.15057	15/06/2011	-8.70	0.15	43.2
	BV-VES-01	VESUBIE	0-63 μm	7.19880	43.85983	12/06/2011	-8.38	0.17	51.2
	BV-VES-02	VESUBIE	0-63 μm	7.31000	44.00250	13/06/2011	-8.03	0.18	78.7
	BV-VES-03	VESUBIE	0-63 μm	7.25600	44.06628	13/06/2011	-8.23	0.13	56.5
	BV-VES-04	VESUBIE	0-63 μm	7.31510	43.97645	13/06/2011	-8.19	0.13	50.6
	BV-VES-05	VESUBIE	0-63 μm	7.23125	43.87848	21/09/2012	-7.89	0.08	43.6
Var upper valley	BV-COU-02	COULOMP	0-63 μm	6.65273	43.97640	18/09/2012	-10.93	0.10	15.5
	BV-VAR-01	VAR	0-63 μm	7.19112	43.83663	11/06/2011	-11.34	0.16	25.2
	BV-VAR-03	VAR	0-63 μm	6.89600	43.95488	11/06/2011	-11.37	0.13	22.1
	BV-VAR-04	VAR	0-63 μm	7.01217	43.94568	11/06/2011	-11.40	0.12	20.0
	BV-VAR-08	VAR	0-63 μm	6.85270	44.08825	18/09/2012	-11.02	0.12	22.8
Var lower valley	BV-VAR-02	VAR	0-63 μm	7.19112	43.83663	11/06/2011	-10.65	0.15	29.7
	BV-VAR-05	VAR	0-63 μm	7.19813	43.86058	11/06/2011	-10.86	0.12	52.6
	BV-VAR-06	VAR	0-63 μm	7.19698	43.66652	12/06/2011	-10.91	0.15	25.9
	BV-VAR-07	VAR	0-63 μm	7.19698	43.66652	14/06/2011	-10.40	0.1	31.6
	BV-VAR-11	VAR	0-63 μm	7.18953	43.88597	19/09/2012	-10.77	0.09	23.6
	BV-VAR-12	VAR	0-63 μm	7.19698	43.66652	20/09/2012	-10.49	0.10	24.1
	BV-VAR-15	VAR	0-63 μm	7.21615	43.78567	21/09/2012	-10.53	0.11	23.9
Cian	BV-CIA-01	CIAN	0-63 μm	6.98977	43.94953	11/06/2011	-10.04	0.17	23.3
	BV-CIA-02	CIAN	0-63 μm	6.98977	43.94953	11/06/2011	-11.39	0.14	18.6
	BV-CIA-03	CIAN	0-63 μm	6.98340	44.01085	18/09/2012	-10.33	0.11	25.4
Paillon	BV-PAI-01	PAILLON	0-63 μm	7.32977	43.76757	14/06/2011	-11.53	0.16	16.1
	BV-PAI-02	PAILLON	0-63 μm	7.32732	43.76768	14/06/2011	-11.33	0.17	13.3
	BV-PAC-01	PAILLON-LE-CONTE	0-63 μm	7.33057	43.76843	14/06/2011	-11.08	0.20	17.3
Loup	BV-LOU-01	LOUP	0-63 μm	7.08903	43.68005	14/06/2011	-10.53	0.14	28.5
	BV-LOU-03	LOUP	0-63 μm	7.99263	43.75357	17/09/2012	-10.19	0.07	21.0
Roya	BV-ROY-01	ROYA	0-63 μm	7.60553	43.79122	20/09/2012	-9.53	0.12	22.3

Core	Depth (cmbsf)	Grain-size fraction	Age (ka)	ϵNd	2σ (\pm)	[Nd] (ppm)	Leached fraction (%)
ESSK08-CS01	44.5	0-63 μm	1.51	-10.36	0.1	20.5	54.3
ESSK08-CS01	55.5	0-63 μm	1.88	-10.46	0.13	22.7	53.7
ESSK08-CS01	70.5	0-63 μm	2.37	-10.58	0.1	22.2	53.8
ESSK08-CS01	92.5	0-63 μm	3.04	-10.75	0.11	20.7	52.7
ESSK08-CS01	107.5	0-63 μm	3.50	-10.86	0.11	22.5	54.1
ESSK08-CS01	149.5	0-63 μm	4.77	-10.64	0.11	23.7	53.5
ESSK08-CS01	197.5	0-63 μm	6.05	-10.77	0.08	20.2	56.4
ESSK08-CS01	211.5	0-63 μm	6.40	-10.5	0.08	23.8	53.1
ESSK08-CS01	234.5	0-63 μm	6.98	-10.58	0.12	23.0	55.6
ESSK08-CS01	275.5	0-63 μm	8.00	-10.52	0.09	24.5	50.8
ESSK08-CS01	309.5	0-63 μm	8.85	-10.38	0.08	22.6	50.8
ESSK08-CS01	340.5	0-63 μm	9.63	-10.22	0.11	22.3	53.7
ESSK08-CS01	361.5	0-63 μm	10.16	-10.01	0.11	24.0	54.7
ESSK08-CS01	379.5	0-63 μm	10.41	-10.18	0.11	23.8	53.1
ESSK08-CS01	398.5	0-63 μm	10.60	-10.15	0.11	21.6	50.7
ESSK08-CS01	417.5	0-63 μm	10.79	-10.43	0.11	22.2	48.7
ESSK08-CS01	427.5	0-63 μm	10.89	-10.52	0.07	20.7	47.0
ESSK08-CS01	459.5	0-63 μm	12.11	-10.59	0.13	23.5	47.4
ESSK08-CS01	480.5	0-63 μm	12.99	-10.59	0.08	24.3	48.5
ESSK08-CS01	507.5	0-63 μm	13.82	-10.66	0.12	22.9	47.8
ESSK08-CS01	533.5	0-63 μm	14.62	-10.57	0.11	22.1	47.9
ESSK08-CS01	538.5	0-63 μm	14.78	-10.66	0.1	24.0	47.7
ESSK08-CS01	543.5	0-63 μm	14.98	-10.58	0.09	22.5	48.0
ESSK08-CS01	573.5	0-63 μm	16.87	-10.31	0.11	23.0	54.3
ESSK08-CS01	599.5	0-63 μm	17.22	-10.48	0.1	23.4	55.5
ESSK08-CS01	617.5	0-63 μm	17.46	-10.3	0.1	23.7	54.3
ESSK08-CS01	630.5	0-63 μm	17.63	-10.3	0.11	24.5	57.6
ESSK08-CS01	663.5	0-63 μm	18.08	-10.2	0.12	24.8	61.1
ESSK08-CS01	677.5	0-63 μm	18.27	-10.14	0.09	23.8	61.2
ESSK08-CS01	684.5	0-63 μm	18.36	-10.19	0.12	24.0	57.5
ESSK08-CS01	707.5	0-63 μm	18.67	-10	0.09	25.4	58.0
ESSK08-CS01	734.5	0-63 μm	19.03	-9.92	0.12	23.3	57.3
ESSK08-CS01	747.5	0-63 μm	19.18	-10.04	0.12	23.4	61.8
ESSK08-CS01	762.5	0-63 μm	19.31	-9.96	0.1	25.7	60.5
ESSK08-CS01	849.5	0-63 μm	20.05	-10.08	0.14	25.5	58.0
ESSK08-CS01	953.5	0-63 μm	20.93	-10.05	0.11	25.3	57.8
ESSK08-CS01	1057.5	0-63 μm	21.82	-10.09	0.13	22.7	56.9
ESSK08-CS01	1160.5	0-63 μm	22.69	-10.11	0.1	25.6	60.6
ESSK08-CS01	1191.5	0-63 μm	22.96	-9.94	0.13	24.8	56.4
ESSK08-CS01	1256.5	0-63 μm	23.50	-10.14	0.09	25.4	56.9
ESSK08-CS01	1306.5	0-63 μm	23.90	-10.24	0.09	24.4	57.1
ESSK08-CS01	1407.5	0-63 μm	24.72	-10.15	0.1	23.7	55.8
ESSK08-CS01	1449.5	0-63 μm	25.06	-10.13	0.1	20.3	61.4
ESSK08-CS01	1542.5	0-63 μm	25.80	-10.11	0.14	26.1	59.8
ESSK08-CS01	1638.5	0-63 μm	26.44	-9.9	0.14	22.2	60.3
ESSK08-CS01	1742.5	0-63 μm	27.13	-10	0.15	25.7	58.5
ESSK08-CS01	1827.5	0-63 μm	27.69	-10.18	0.14	24.9	56.2
ESSK08-CS01	1864.5	0-63 μm	27.97	-10.24	0.09	24.0	57.0
ESSK08-CS01	1910.5	0-63 μm	28.36	-10.37	0.12	24.3	56.9
ESSK08-CS01	1956.5	0-63 μm	28.68	-10.11	0.09	21.8	56.7
ESSK08-CS01	1992.5	0-63 μm	28.86	-10	0.1	22.4	58.5
ESSK08-CS01	2039.5	0-63 μm	29.09	-10.17	0.15	23.8	58.1
ESSK08-CS01	2116.5	0-63 μm	29.47	-10.11	0.11	22.5	57.3

Core	Depth (cmbsf)	Age (ka)	ϵNd	2σ	[Nd] (ppm)	Leached fraction (%)
SK08-CS13	1016.5	29.37	-9.97	0.07		56.1
ESSK08-CS13	1036.5	30.27	-10.01	0.07		60.5
ESSK08-CS13	1047.5	30.76	-10.11	0.08		58.6
ESSK08-CS13	1060.5	31.34	-10.29	0.08		57.6
ESSK08-CS13	1071.5	31.84	-10.02	0.08		58.5
ESSK08-CS13	1084.5	32.21	-9.62	0.1		53.1
ESSK08-CS13	1101.5	32.58	-10.18	0.09		52.8
ESSK08-CS13	1121.5	33.38	-10.18	0.09		52.6
ESSK08-CS13	1126.5	33.80	-9.91	0.11		52.2
ESSK08-CS13	1137.5	34.29	-10.26	0.08		56.4
ESSK08-CS13	1147.50	34.74	-10.16	0.13		48.4
ESSK08-CS13	1157.5	35.12	-9.79	0.15		50.4
ESSK08-CS13	1169.5	35.60	-10.1	0.16		53.9
ESSK08-CS13	1183.5	36.25	-10.2	0.16		50.4
ESSK08-CS13	1197.5	36.89	-10.05	0.16		51.1
ESSK08-CS13	1204.5	37.20	-10.04	0.12		50.4
ESSK08-CS13	1220.5	37.91	-10.22	0.19		50.4
ESSK08-CS13	1230.5	38.33	-10.17	0.14		53.1
ESSK08-CS13	1248.5	38.96	-10.44	0.08		54.1
ESSK08-CS13	1279.5	40.05	-10.09	0.1		55.9
ESSK08-CS13	1300.5	40.95	-10.02	0.12		55.0
ESSK08-CS13	1315.5	41.42	-10.18	0.08		56.7
ESSK08-CS13	1327.5	41.83	-10.00	0.14		59.3
ESSK08-CS13	1338.5	42.29	-10.17	0.07		54.4
ESSK08-CS13	1346.5	42.80	-10.04	0.18		55.6
ESSK08-CS13	1361.5	43.52	-9.96	0.17		58.4
ESSK08-CS13	1378.5	43.98	-10.07	0.15		59.0
ESSK08-CS13	1387.5	44.22	-10.02	0.17		59.0
ESSK08-CS13	1399.5	44.77	-9.98	0.1	22.2	55.9
ESSK08-CS13	1411.5	45.42	-10.41	0.17	21.5	52.1
ESSK08-CS13	1422.5	46.02	-10.17	0.11	22.4	51.1
ESSK08-CS13	1435.5	46.72	-10.26	0.12	28.9	55.2
ESSK08-CS13	1451.5	47.26	-10.01	0.12	21.0	53.8
ESSK08-CS13	1468.5	47.77	-9.81	0.1	22.3	54.2
ESSK08-CS13	1482.5	48.18	-10.02	0.09	21.8	55.6

Annexe 3 : Modèles d'âge

Core	Depth (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰PDB) calcite	Age (ka)	Core	Depth (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰PDB) calcite	Age (ka)
ESSK08-CS05	2.5	1.15	0.04	ESSK08-CS05	405.5	2.89	11.96
ESSK08-CS05	12.5	1.32	0.20	ESSK08-CS05	416.5	3.16	12.50
ESSK08-CS05	22.5	1.32	0.37	ESSK08-CS05	426.5	2.9	13.70
ESSK08-CS05	32.5	1.27	0.53	ESSK08-CS05	436.5	2.87	14.91
ESSK08-CS05	42.5	1.36	0.69	ESSK08-CS05	446.5	3.1	15.44
ESSK08-CS05	50.5	1.33	0.82	ESSK08-CS05	456.5	3.39	15.98
ESSK08-CS05	60.5	1.35	0.98	ESSK08-CS05	462.5	3.27	16.30
ESSK08-CS05	70.5	1.21	1.14	ESSK08-CS05	472.5	3.85	16.79
ESSK08-CS05	83.5	1.36	1.36	ESSK08-CS05	479.5	3.98	17.14
ESSK08-CS05	92.5	1.26	1.50	ESSK08-CS05	486.5	4.05	17.48
ESSK08-CS05	100.5	1.44	1.63	ESSK08-CS05	496.5	3.79	17.70
ESSK08-CS05	110.5	1.13	1.79	ESSK08-CS05	506.5	3.95	17.91
ESSK08-CS05	120.5	1.31	1.96	ESSK08-CS05	516.5	4.11	18.12
ESSK08-CS05	130.5	1.29	2.12	ESSK08-CS05	526.5	3.98	18.33
ESSK08-CS05	140.5	1.17	2.28	ESSK08-CS05	536.5	3.85	18.54
ESSK08-CS05	150.5	1.28	2.44	ESSK08-CS05	546.5	3.96	18.75
ESSK08-CS05	160.5	1.3	2.60	ESSK08-CS05	556.5	3.92	18.96
ESSK08-CS05	170.5	1.17	2.77	ESSK08-CS05	566.5	3.96	19.18
ESSK08-CS05	180.5	1.35	2.93	ESSK08-CS05	576.5	3.98	19.39
ESSK08-CS05	190.5	1.09	3.09	ESSK08-CS05	586.5	3.93	19.60
ESSK08-CS05	200.5	1.27	3.25	ESSK08-CS05	596.5	3.8	19.81
ESSK08-CS05	205.5	1.31	3.34	ESSK08-CS05	609.5	3.63	20.12
ESSK08-CS05	209.5	1.11	3.40	ESSK08-CS05	625.5	3.86	20.50
ESSK08-CS05	220.5	1.32	3.58	ESSK08-CS05	633.5	3.92	20.69
ESSK08-CS05	230.5	1.16	3.74	ESSK08-CS05	647.5	4.03	21.02
ESSK08-CS05	234.5	1.31	3.81	ESSK08-CS05	656.5	4.07	21.24
ESSK08-CS05	240.5	1.24	4.12	ESSK08-CS05	666.5	3.88	21.47
ESSK08-CS05	244.5	1.31	4.32	ESSK08-CS05	677.5	3.91	21.73
ESSK08-CS05	250.5	1.12	4.63	ESSK08-CS05	683.5	3.47	21.88
ESSK08-CS05	260.5	1.19	5.15	ESSK08-CS05	690.5	3.88	22.04
ESSK08-CS05	265.5	1.25	5.40	ESSK08-CS05	699.5	3.62	22.26
ESSK08-CS05	270.5	1.16	5.66	ESSK08-CS05	707.5	3.49	22.45
ESSK08-CS05	275.5	0.91	5.92	ESSK08-CS05	714.5	3.67	22.61
ESSK08-CS05	280.5	0.96	6.18	ESSK08-CS05	723.5	3.68	22.83
ESSK08-CS05	285.5	1.35	6.43	ESSK08-CS05	749.5	3.9	23.44
ESSK08-CS05	290.5	1.2	6.69	ESSK08-CS05	757.5	3.61	23.63
ESSK08-CS05	300.5	1.22	7.21	ESSK08-CS05	775.5	3.82	24.06
ESSK08-CS05	305.5	1.03	7.47	ESSK08-CS05	785.5	3.68	24.30
ESSK08-CS05	312.5	1.01	7.83	ESSK08-CS05	796.5	3.72	24.56
ESSK08-CS05	319.5	0.97	8.19	ESSK08-CS05	813.5	4	24.96
ESSK08-CS05	325.5	0.92	8.50	ESSK08-CS05	831.5	4.22	25.39
ESSK08-CS05	334.5	1.07	8.96	ESSK08-CS05	841.5	4.18	25.63
ESSK08-CS05	340.5	1.04	9.27	ESSK08-CS05	849.5	4.3	25.82
ESSK08-CS05	345.5	0.81	9.53	ESSK08-CS05	861.5	4.13	26.00
ESSK08-CS05	352.5	1.22	9.74	ESSK08-CS05	869.5	3.86	26.11
ESSK08-CS05	365.5	1.47	10.13	ESSK08-CS05	881.5	3.67	26.29
ESSK08-CS05	373.5	1.73	10.37	ESSK08-CS05	891.5	3.68	26.43
ESSK08-CS05	380.5	2.01	10.72	ESSK08-CS05	900.5	3.81	26.57
ESSK08-CS05	390.5	2.1	11.21	ESSK08-CS05	910.5	3.76	26.71

Core	Depth (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰PDB) calcite	Age (ka)	Core	Depth (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰PDB) calcite	Age (ka)
ESSK08-CS05	920.5	3.63	26.86	ESSK08-CS05	1420.5	3.11	37.55
ESSK08-CS05	930.5	3.69	27.01	ESSK08-CS05	1430.5	2.92	37.82
ESSK08-CS05	940.5	3.52	27.15	ESSK08-CS05	1440.5	3.06	38.09
ESSK08-CS05	950.5	3.65	27.30	ESSK08-CS05	1449.5	3.46	38.29
ESSK08-CS05	960.5	3.68	27.44	ESSK08-CS05	1461.5	3.65	38.49
ESSK08-CS05	973.5	3.33	27.62	ESSK08-CS05	1470.5	3.59	38.65
ESSK08-CS05	980.5	3.4	27.72	ESSK08-CS05	1480.5	3.47	38.82
ESSK08-CS05	990.5	3.78	27.95	ESSK08-CS05	1492.5	3.55	39.02
ESSK08-CS05	999.5	3.96	28.26	ESSK08-CS05	1501.5	3.82	39.18
ESSK08-CS05	1009.5	3.63	28.60	ESSK08-CS05	1512.5	3.13	39.37
ESSK08-CS05	1022.5	3.29	28.74	ESSK08-CS05	1520.5	3.68	39.50
ESSK08-CS05	1030.5	3.26	28.83	ESSK08-CS05	1530.5	3.73	39.67
ESSK08-CS05	1036.5	3.69	28.90	ESSK08-CS05	1540.5	3.8	39.84
ESSK08-CS05	1050.5	3.84	29.24	ESSK08-CS05	1549.5	3.39	39.96
ESSK08-CS05	1060.5	3.69	29.48	ESSK08-CS05	1560.5	3.28	40.05
ESSK08-CS05	1071.5	3.71	29.74	ESSK08-CS05	1570.5	3.19	40.13
ESSK08-CS05	1080.5	3.58	29.95	ESSK08-CS05	1582.5	3.56	40.23
ESSK08-CS05	1090.5	3.78	30.19	ESSK08-CS05	1591.5	4	40.49
ESSK08-CS05	1099.5	3.69	30.41	ESSK08-CS05	1600.5	3.91	40.77
ESSK08-CS05	1110.5	3.79	30.67	ESSK08-CS05	1610.5	3.16	41.00
ESSK08-CS05	1120.5	3.92	30.91	ESSK08-CS05	1620.5	3.22	41.13
ESSK08-CS05	1130.5	4.2	31.15	ESSK08-CS05	1630.5	3.03	41.26
ESSK08-CS05	1140.5	4.19	31.39	ESSK08-CS05	1640.5	3.3	41.39
ESSK08-CS05	1152.5	4.11	31.68	ESSK08-CS05	1650.5	3.91	41.58
ESSK08-CS05	1162.5	3.89	31.92	ESSK08-CS05	1660.5	4.05	41.81
ESSK08-CS05	1172.5	3.52	32.16	ESSK08-CS05	1670.5	3.65	42.05
ESSK08-CS05	1181.5	3.19	32.38	ESSK08-CS05	1680.5	3.38	42.32
ESSK08-CS05	1191.5	3.97	32.61	ESSK08-CS05	1690.5	3.11	42.62
ESSK08-CS05	1210.5	4.02	33.05	ESSK08-CS05	1700.5	3.11	42.91
ESSK08-CS05	1219.5	3.94	33.25	ESSK08-CS05	1710.5	3.38	43.21
ESSK08-CS05	1230.5	3.5	33.48	ESSK08-CS05	1720.5	3.75	43.47
ESSK08-CS05	1240.5	3.75	33.67	ESSK08-CS05	1730.5	3.62	43.71
ESSK08-CS05	1249.5	4.13	33.87	ESSK08-CS05	1740.5	3.86	43.95
ESSK08-CS05	1260.5	4.23	34.13	ESSK08-CS05	1750.5	3.85	44.19
ESSK08-CS05	1270.5	4.14	34.37	ESSK08-CS05	1762.5	3.19	44.64
ESSK08-CS05	1280.5	4.03	34.61	ESSK08-CS05	1771.5	3.27	45.10
ESSK08-CS05	1290.5	3.64	34.81	ESSK08-CS05	1780.5	2.47	45.57
ESSK08-CS05	1300.5	3.61	34.96	ESSK08-CS05	1790.5	2.87	46.09
ESSK08-CS05	1310.5	3.44	35.12	ESSK08-CS05	1800.5	2.7	46.60
ESSK08-CS05	1320.5	3.46	35.27	ESSK08-CS05	1810.5	3.49	47.12
ESSK08-CS05	1330.5	3.69	35.43	ESSK08-CS05	1820.5	3.52	47.63
ESSK08-CS05	1340.5	4.14	35.62	ESSK08-CS05	1831.5	3.14	48.20
ESSK08-CS05	1350.5	4.2	35.84	ESSK08-CS05	1840.5	3.19	48.67
ESSK08-CS05	1360.5	3.89	36.06	ESSK08-CS05	1850.5	3.26	49.18
ESSK08-CS05	1370.5	3.79	36.28	ESSK08-CS05	1860.5	3.29	49.70
ESSK08-CS05	1380.5	3.89	36.50	ESSK08-CS05	1870.5	3.23	50.22
ESSK08-CS05	1390.5	3.46	36.75	ESSK08-CS05	1880.5	3.39	50.73
ESSK08-CS05	1400.5	3.54	37.02	ESSK08-CS05	1890.5	3.26	51.25
ESSK08-CS05	1410.5	3.1	37.28	ESSK08-CS05	1900.5	3.31	51.77

ore	Mean Depth	$\delta^{18}\text{O}$ (‰PDB) calcite	Age (ka)	Core	Depth (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰PDB) calcite	Age (ka)
ESSK08-CS13	6.5	1.44	0.51	ESSK08-CS13	455.5	3.79	16.90
ESSK08-CS13	13.5	1.53	1.03	ESSK08-CS13	465.5	4.04	17.07
ESSK08-CS13	23.5	1.45	1.77	ESSK08-CS13	475.5	3.82	17.24
ESSK08-CS13	29.5	1.49	2.21	ESSK08-CS13	482.5	3.95	17.36
ESSK08-CS13	35.5	1.33	2.65	ESSK08-CS13	488.5	3.98	17.46
ESSK08-CS13	45.5	1.33	3.39	ESSK08-CS13	504.5	4.02	17.73
ESSK08-CS13	58.5	1.36	4.35	ESSK08-CS13	520.5	4.40	18.00
ESSK08-CS13	68.5	1.27	5.09	ESSK08-CS13	533.5	4.31	18.24
ESSK08-CS13	80.5	1.32	5.98	ESSK08-CS13	543.5	4.07	18.43
ESSK08-CS13	90.5	1.19	6.72	ESSK08-CS13	562.5	4.11	18.79
ESSK08-CS13	102.5	1.04	7.60	ESSK08-CS13	581.5	3.89	19.14
ESSK08-CS13	111.5	1.15	8.27	ESSK08-CS13	588.5	3.87	19.27
ESSK08-CS13	120.5	1.10	8.93	ESSK08-CS13	599.5	3.99	19.48
ESSK08-CS13	127.5	1.06	9.45	ESSK08-CS13	622.5	4.01	19.63
ESSK08-CS13	136.5	1.15	9.57	ESSK08-CS13	637.5	3.88	19.91
ESSK08-CS13	146.5	1.16	9.71	ESSK08-CS13	650	3.89	20.15
ESSK08-CS13	155.5	1.18	9.83	ESSK08-CS13	666.5	3.98	20.46
ESSK08-CS13	165	1.34	9.96	ESSK08-CS13	678.5	3.94	20.68
ESSK08-CS13	172.5	1.39	10.06	ESSK08-CS13	704.5	4.06	21.19
ESSK08-CS13	180.5	1.49	10.16	ESSK08-CS13	739.5	4.11	21.65
ESSK08-CS13	189.5	1.46	10.29	ESSK08-CS13	748.5	4.11	21.83
ESSK08-CS13	194.5	1.56	10.35	ESSK08-CS13	762.5	4.28	22.10
ESSK08-CS13	203.5	1.85	10.47	ESSK08-CS13	773.5	4.43	22.32
ESSK08-CS13	212.5	1.99	10.60	ESSK08-CS13	787.5	4.16	22.59
ESSK08-CS13	221.5	2.12	10.72	ESSK08-CS13	796.5	4.00	22.76
ESSK08-CS13	230.5	2.28	10.84	ESSK08-CS13	804.5	3.82	22.92
ESSK08-CS13	242.5	2.32	11.00	ESSK08-CS13	825.5	3.72	23.23
ESSK08-CS13	252.5	2.73	11.45	ESSK08-CS13	833.5	4.04	23.33
ESSK08-CS13	260.5	2.84	11.80	ESSK08-CS13	843.5	4.15	23.67
ESSK08-CS13	267.5	3.04	12.12	ESSK08-CS13	859.5	4.08	24.22
ESSK08-CS13	281.5	3.10	12.74	ESSK08-CS13	875.5	4.17	24.77
ESSK08-CS13	288.5	2.65	13.06	ESSK08-CS13	884.5	4.09	25.08
ESSK08-CS13	300.5	2.89	13.59	ESSK08-CS13	897.5	4.25	25.52
ESSK08-CS13	310.5	2.53	13.79	ESSK08-CS13	902.5	4.34	25.69
ESSK08-CS13	320.5	2.72	13.99	ESSK08-CS13	908.5	4.42	25.90
ESSK08-CS13	326.5	2.81	14.11	ESSK08-CS13	913.5	4.02	26.07
ESSK08-CS13	331.5	2.45	14.21	ESSK08-CS13	917.5	4.31	26.21
ESSK08-CS13	352.5	2.33	14.44	ESSK08-CS13	924.5	4.04	26.45
ESSK08-CS13	362.5	2.43	14.64	ESSK08-CS13	929.5	3.83	26.62
ESSK08-CS13	375.5	2.87	14.90	ESSK08-CS13	942.5	3.74	27.06
ESSK08-CS13	382.5	3.44	15.10	ESSK08-CS13	957.5	3.94	27.33
ESSK08-CS13	390.5	3.26	15.32	ESSK08-CS13	962.5	3.84	27.51
ESSK08-CS13	396.5	3.23	15.49	ESSK08-CS13	968.5	3.17	27.65
ESSK08-CS13	406.5	3.40	15.77	ESSK08-CS13	974.5	3.65	27.80
ESSK08-CS13	415.5	3.31	16.02	ESSK08-CS13	982.5	3.93	28.13
ESSK08-CS13	425.5	2.96	16.30	ESSK08-CS13	985.5	3.94	28.25
ESSK08-CS13	435.5	3.23	16.51	ESSK08-CS13	989.5	4.08	28.42
ESSK08-CS13	447.5	4.04	16.76	ESSK08-CS13	995.5	3.01	28.61
				ESSK08-CS13	998.5	3.67	28.69

Core	Depth (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰PDB) calcite	Age (ka)	Core	Depth (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰PDB) calcite	Age (ka)
ESSK08-CS13	1004.5	3.58	28.86	ESSK08-CS13	1323.5	3.81	41.69
ESSK08-CS13	1007.5	4.08	28.98	ESSK08-CS13	1328.5	3.85	41.87
ESSK08-CS13	1014.5	3.34	29.33	ESSK08-CS13	1335.5	3.63	42.11
ESSK08-CS13	1021.5	3.58	29.69	ESSK08-CS13	1341.5	3.06	42.48
ESSK08-CS13	1027.5	3.39	29.99	ESSK08-CS13	1352.5	3.25	43.18
ESSK08-CS13	1031.5	3.65	30.19	ESSK08-CS13	1367.5	3.69	43.55
ESSK08-CS13	1039.5	3.50	30.60	ESSK08-CS13	1385.5	3.93	44.14
ESSK08-CS13	1044.5	3.89	30.85	ESSK08-CS13	1388.5	3.93	44.23
ESSK08-CS13	1050.5	3.81	31.15	ESSK08-CS13	1394.5	3.32	44.49
ESSK08-CS13	1064.5	4.52	31.46	ESSK08-CS13	1402.5	3.03	44.93
ESSK08-CS13	1069.5	3.70	31.71	ESSK08-CS13	1408.5	3.20	45.25
ESSK08-CS13	1073.5	4.12	31.91	ESSK08-CS13	1417.5	3.01	45.74
ESSK08-CS13	1078.5	3.43	32.15	ESSK08-CS13	1429.5	3.28	46.40
ESSK08-CS13	1098.5	3.57	32.45	ESSK08-CS13	1437.5	3.06	46.83
ESSK08-CS13	1107.5	3.97	32.82	ESSK08-CS13	1440.5	3.76	46.93
ESSK08-CS13	1113.5	3.73	33.06	ESSK08-CS13	1449.5	3.57	47.20
ESSK08-CS13	1118.5	3.97	33.26	ESSK08-CS13	1453.5	3.83	47.32
ESSK08-CS13	1124.5	3.33	33.63	ESSK08-CS13	1459.5	3.45	47.50
ESSK08-CS13	1131.5	3.95	34.02	ESSK08-CS13	1464.5	3.52	47.65
ESSK08-CS13	1136.5	3.83	34.25	ESSK08-CS13	1471.5	3.50	47.85
ESSK08-CS13	1141.5	4.21	34.47	ESSK08-CS13	1477.5	3.00	48.03
ESSK08-CS13	1145.5	3.83	34.65	ESSK08-CS13	1486.5	3.55	48.30
ESSK08-CS13	1154.5	3.45	35.01	ESSK08-CS13	1495.5	3.42	48.57
ESSK08-CS13	1160.5	3.50	35.23	ESSK08-CS13	1501.5	3.35	48.75
ESSK08-CS13	1164.5	3.30	35.39	ESSK08-CS13	1511.5	3.10	49.04
ESSK08-CS13	1170.5	4.07	35.64	ESSK08-CS13	1516.5	2.67	49.19
ESSK08-CS13	1178.5	3.95	36.02	ESSK08-CS13	1520.5	3.16	49.37
ESSK08-CS13	1181.5	4.10	36.16	ESSK08-CS13	1525.5	3.02	49.82
ESSK08-CS13	1188.5	3.98	36.48	ESSK08-CS13	1528.5	3.26	50.10
ESSK08-CS13	1193.5	3.43	36.72	ESSK08-CS13	1536.5	3.09	50.82
ESSK08-CS13	1202.5	3.24	36.97	ESSK08-CS13	1550.5	3.13	52.09
ESSK08-CS13	1206.5	3.37	37.17	ESSK08-CS13	1555.5	2.71	52.54
ESSK08-CS13	1210.5	2.71	37.37	ESSK08-CS13	1560.5	2.89	53.00
ESSK08-CS13	1215.5	3.22	37.62	ESSK08-CS13	1587.5	2.43	53.81
ESSK08-CS13	1221.5	2.95	37.92	ESSK08-CS13	1594.5	2.91	54.31
ESSK08-CS13	1229.5	3.45	38.29	ESSK08-CS13	1598.5	2.97	54.45
ESSK08-CS13	1231.5	3.90	38.36	ESSK08-CS13	1603.5	3.52	54.63
ESSK08-CS13	1239.5	3.61	38.64	ESSK08-CS13	1610.5	3.61	54.88
ESSK08-CS13	1247.5	3.13	38.93	ESSK08-CS13	1614.5	3.61	55.02
ESSK08-CS13	1251.5	3.34	39.07	ESSK08-CS13	1620.5	3.64	55.23
ESSK08-CS13	1254.5	3.98	39.17	ESSK08-CS13	1630.5	3.27	55.59
ESSK08-CS13	1261.5	3.91	39.42	ESSK08-CS13	1645.5	3.86	55.77
ESSK08-CS13	1270.5	4.17	39.74	ESSK08-CS13	1652.5	3.82	55.98
ESSK08-CS13	1278.5	3.40	40.02	ESSK08-CS13	1655.5	3.71	56.07
ESSK08-CS13	1285.5	3.72	40.29	ESSK08-CS13	1663.5	3.71	56.31
ESSK08-CS13	1297.5	3.86	40.82	ESSK08-CS13	1668.5	3.30	56.48
ESSK08-CS13	1302.5	3.77	41.03	ESSK08-CS13	1677.5	3.09	56.83
ESSK08-CS13	1307.5	3.37	41.20	ESSK08-CS13	1682.5	2.79	57.02
ESSK08-CS13	1313.5	3.44	41.36	ESSK08-CS13	1687.5	2.96	57.21

Core	Depth (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰PDB) calcite	Age (ka)	Core	Depth (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰PDB) calcite	Age (ka)
ESSK08-CS13	1698.5	2.92	57.64	ESSK08-CS13	2064.5	3.51	69.36
ESSK08-CS13	1702.5	2.80	57.80	ESSK08-CS13	2072.5	3.35	69.64
ESSK08-CS13	1708.5	2.79	58.03	ESSK08-CS13	2074.5	3.37	69.71
ESSK08-CS13	1712.5	2.49	58.18	ESSK08-CS13	2084.5	3.81	70.07
ESSK08-CS13	1718.5	3.54	58.40	ESSK08-CS13	2098.5	3.71	70.56
ESSK08-CS13	1723.5	3.76	58.57	ESSK08-CS13	2106.5	3.12	70.85
ESSK08-CS13	1729.5	3.63	58.78	ESSK08-CS13	2112.5	3.03	71.07
ESSK08-CS13	1737.5	3.29	59.06	ESSK08-CS13	2121.5	2.39	71.41
ESSK08-CS13	1762.5	2.85	59.41	ESSK08-CS13	2130.5	2.47	71.75
ESSK08-CS13	1767.5	3.84	59.57	ESSK08-CS13	2135.5	2.50	71.93
ESSK08-CS13	1770.5	3.30	59.67	ESSK08-CS13	2145.5	2.67	72.31
ESSK08-CS13	1773.5	3.44	59.77	ESSK08-CS13	2151.5	3.29	72.52
ESSK08-CS13	1784.5	3.59	60.01	ESSK08-CS13	2164.5	3.45	72.98
ESSK08-CS13	1791.5	3.54	60.24	ESSK08-CS13	2181.5	3.69	73.58
ESSK08-CS13	1795.5	3.70	60.37	ESSK08-CS13	2196.5	3.41	73.97
ESSK08-CS13	1801.5	3.56	60.57	ESSK08-CS13	2203.5	3.35	74.22
ESSK08-CS13	1807.5	3.87	60.77				
ESSK08-CS13	1821.5	3.79	61.24				
ESSK08-CS13	1825.5	3.57	61.37				
ESSK08-CS13	1829.5	3.84	61.50				
ESSK08-CS13	1838.5	3.69	61.80				
ESSK08-CS13	1843.5	3.62	61.97				
ESSK08-CS13	1852.5	3.86	62.27				
ESSK08-CS13	1859.5	3.81	62.50				
ESSK08-CS13	1866.5	3.86	62.74				
ESSK08-CS13	1869.5	3.92	62.84				
ESSK08-CS13	1876.5	4.03	63.07				
ESSK08-CS13	1882.5	3.95	63.27				
ESSK08-CS13	1886.5	4.11	63.40				
ESSK08-CS13	1894.5	3.89	63.67				
ESSK08-CS13	1902.5	3.87	63.93				
ESSK08-CS13	1908.5	3.54	64.13				
ESSK08-CS13	1915.5	3.72	64.37				
ESSK08-CS13	1922.5	3.28	64.60				
ESSK08-CS13	1926.5	4.12	64.74				
ESSK08-CS13	1940.5	3.87	64.99				
ESSK08-CS13	1946.5	3.98	65.20				
ESSK08-CS13	1962.5	4.24	65.76				
ESSK08-CS13	1971.5	4.38	66.08				
ESSK08-CS13	1980.5	4.40	66.40				
ESSK08-CS13	1992.5	4.42	66.82				
ESSK08-CS13	1996.5	3.89	66.96				
ESSK08-CS13	2006.5	3.94	67.31				
ESSK08-CS13	2012.5	4.18	67.53				
ESSK08-CS13	2021.5	3.91	67.84				
ESSK08-CS13	2028.5	4.05	68.09				
ESSK08-CS13	2043.5	3.99	68.62				
ESSK08-CS13	2050.5	3.62	68.87				
ESSK08-CS13	2056.5	3.78	69.08				

Core	Mean Depth	$\delta^{18}\text{O}$ (‰PDB) calcite	Age (ka)	Core	Mean Depth	$\delta^{18}\text{O}$ (‰PDB) calcite	Age (ka)
ESSK08-CS01	9.5	1.19	0.32	ESSK08-CS01	568.5	3.21	16.80
ESSK08-CS01	18.5	1.56	0.63	ESSK08-CS01	592.5	2.84	17.12
ESSK08-CS01	34.5	1.41	1.17	ESSK08-CS01	607.5	3.83	17.33
ESSK08-CS01	46.5	1.46	1.58	ESSK08-CS01	612.5	3.85	17.39
ESSK08-CS01	65.5	1.33	2.22	ESSK08-CS01	632.5	3.82	17.66
ESSK08-CS01	86.5	1.47	2.86	ESSK08-CS01	640.5	4.16	17.77
ESSK08-CS01	97.5	1.61	3.19	ESSK08-CS01	644.5	4.14	17.82
ESSK08-CS01	105.5	1.64	3.44	ESSK08-CS01	669.5	4.33	18.16
ESSK08-CS01	120.5	1.44	3.89	ESSK08-CS01	698.5	3.93	18.55
ESSK08-CS01	129.5	1.32	4.16	ESSK08-CS01	712.5	3.89	18.74
ESSK08-CS01	141.5	1.17	4.53	ESSK08-CS01	732.5	4.16	19.00
ESSK08-CS01	154.5	1.68	4.92	ESSK08-CS01	742.5	3.81	19.14
ESSK08-CS01	163.5	1.31	5.20	ESSK08-CS01	751.5	3.67	19.21
ESSK08-CS01	194.5	1.42	5.97	ESSK08-CS01	758.5	3.94	19.27
ESSK08-CS01	208.5	1.23	6.32	ESSK08-CS01	778.5	4.14	19.44
ESSK08-CS01	218.5	1.39	6.57	ESSK08-CS01	792.5	4.31	19.56
ESSK08-CS01	227.5	1.25	6.80	ESSK08-CS01	798.5	3.87	19.61
ESSK08-CS01	239.5	1.22	7.10	ESSK08-CS01	813.5	4.04	19.74
ESSK08-CS01	250.5	1.39	7.38	ESSK08-CS01	826.5	3.73	19.85
ESSK08-CS01	277.5	1.16	8.05	ESSK08-CS01	841.5	4.00	19.98
ESSK08-CS01	284.5	1.47	8.23	ESSK08-CS01	853.5	3.95	20.08
ESSK08-CS01	291.5	1.40	8.40	ESSK08-CS01	864.5	3.91	20.18
ESSK08-CS01	300.5	0.87	8.63	ESSK08-CS01	870.5	3.78	20.23
ESSK08-CS01	306.5	1.00	8.78	ESSK08-CS01	886.5	4.07	20.36
ESSK08-CS01	315.5	1.05	9.01	ESSK08-CS01	900.5	3.92	20.48
ESSK08-CS01	327.5	1.23	9.31	ESSK08-CS01	924.5	3.87	20.69
ESSK08-CS01	334.5	1.17	9.48	ESSK08-CS01	939.5	3.80	20.81
ESSK08-CS01	345.5	1.34	9.76	ESSK08-CS01	945.5	4.24	20.86
ESSK08-CS01	364.5	1.43	10.23	ESSK08-CS01	951.5	4.06	20.92
ESSK08-CS01	368.5	1.10	10.30	ESSK08-CS01	957.5	4.03	20.97
ESSK08-CS01	378.5	1.55	10.40	ESSK08-CS01	971.5	4.06	21.09
ESSK08-CS01	390.5	1.86	10.52	ESSK08-CS01	983.5	4.10	21.19
ESSK08-CS01	412.5	1.60	10.74	ESSK08-CS01	993.5	3.96	21.27
ESSK08-CS01	423.5	2.09	10.85	ESSK08-CS01	1000.5	4.11	21.33
ESSK08-CS01	433.5	1.79	10.95	ESSK08-CS01	1014.5	4.43	21.45
ESSK08-CS01	442.5	1.85	11.23	ESSK08-CS01	1026.5	3.82	21.55
ESSK08-CS01	450.5	2.23	11.65	ESSK08-CS01	1036.5	3.77	21.64
ESSK08-CS01	463.5	3.03	12.32	ESSK08-CS01	1045.5	4.00	21.72
ESSK08-CS01	470.5	2.60	12.69	ESSK08-CS01	1060.5	4.06	21.84
ESSK08-CS01	510.5	2.57	14.39	ESSK08-CS01	1067.5	4.05	21.90
ESSK08-CS01	524.5	2.96	14.99	ESSK08-CS01	1091.5	3.95	22.11
ESSK08-CS01	534.5	2.44	15.41	ESSK08-CS01	1093.5	3.72	22.12
ESSK08-CS01	550.5	2.91	16.09	ESSK08-CS01	1104.5	3.85	22.22
ESSK08-CS01	558.5	3.21	16.44	ESSK08-CS01	1120.5	3.95	22.35
ESSK08-CS01	566.5	3.13	16.78	ESSK08-CS01	1139.5	4.09	22.51

Core	Mean Depth	$\delta^{18}\text{O}$ (‰PDB) calcite	Age (ka)	Core	Mean Depth	$\delta^{18}\text{O}$ (‰PDB) calcite	Age (ka)
ESSK08-CS01	1147.5	3.85	22.58	ESSK08-CS01	1631.5	3.81	26.40
ESSK08-CS01	1156.5	3.86	22.66	ESSK08-CS01	1645.5	3.66	26.49
ESSK08-CS01	1165.5	3.90	22.74	ESSK08-CS01	1652.5	3.67	26.53
ESSK08-CS01	1170.5	3.70	22.78	ESSK08-CS01	1661.5	3.86	26.59
ESSK08-CS01	1181.5	3.44	22.87	ESSK08-CS01	1674.5	3.99	26.68
ESSK08-CS01	1189.5	3.72	22.94	ESSK08-CS01	1680.5	4.03	26.72
ESSK08-CS01	1197.5	3.69	23.01	ESSK08-CS01	1690.5	3.58	26.79
ESSK08-CS01	1213.5	3.65	23.14	ESSK08-CS01	1697.5	4.09	26.83
ESSK08-CS01	1226.5	3.55	23.25	ESSK08-CS01	1710.5	3.59	26.92
ESSK08-CS01	1236.5	3.68	23.34	ESSK08-CS01	1719.5	3.92	26.98
ESSK08-CS01	1251.5	3.95	23.46	ESSK08-CS01	1726.5	3.66	27.02
ESSK08-CS01	1258.5	3.38	23.52	ESSK08-CS01	1734.5	3.82	27.08
ESSK08-CS01	1274.5	3.92	23.65	ESSK08-CS01	1744.5	3.48	27.14
ESSK08-CS01	1286.5	4.18	23.74	ESSK08-CS01	1759.5	3.63	27.24
ESSK08-CS01	1297.5	3.75	23.83	ESSK08-CS01	1771.5	3.79	27.32
ESSK08-CS01	1304.5	3.81	23.89	ESSK08-CS01	1779.5	3.50	27.37
ESSK08-CS01	1320.5	4.09	24.02	ESSK08-CS01	1787.5	3.74	27.43
ESSK08-CS01	1328.5	3.92	24.08	ESSK08-CS01	1798.5	3.85	27.50
ESSK08-CS01	1337.5	3.87	24.15	ESSK08-CS01	1810.5	3.45	27.58
ESSK08-CS01	1349.5	4.09	24.25	ESSK08-CS01	1820.5	3.16	27.64
ESSK08-CS01	1359.5	3.93	24.33	ESSK08-CS01	1830.5	3.08	27.71
ESSK08-CS01	1375.5	4.10	24.46	ESSK08-CS01	1836.5	3.33	27.74
ESSK08-CS01	1385.5	3.93	24.54	ESSK08-CS01	1847.5	3.72	27.83
ESSK08-CS01	1392.5	3.92	24.60	ESSK08-CS01	1872.5	4.33	28.04
ESSK08-CS01	1400.5	4.07	24.66	ESSK08-CS01	1882.5	3.71	28.12
ESSK08-CS01	1409.5	3.97	24.73	ESSK08-CS01	1892.5	4.04	28.20
ESSK08-CS01	1421.5	4.06	24.83	ESSK08-CS01	1906.5	3.86	28.32
ESSK08-CS01	1429.5	3.74	24.89	ESSK08-CS01	1921.5	3.97	28.45
ESSK08-CS01	1440.5	3.74	24.98	ESSK08-CS01	1927.5	4.00	28.50
ESSK08-CS01	1451.5	3.79	25.07	ESSK08-CS01	1939.5	3.93	28.60
ESSK08-CS01	1461.5	3.86	25.15	ESSK08-CS01	1949.5	3.56	28.65
ESSK08-CS01	1472.5	4.10	25.24	ESSK08-CS01	1960.5	3.45	28.70
ESSK08-CS01	1485.5	4.14	25.34	ESSK08-CS01	1973.5	3.15	28.77
ESSK08-CS01	1494.5	4.20	25.42	ESSK08-CS01	1986.5	3.09	28.83
ESSK08-CS01	1505.5	3.84	25.51	ESSK08-CS01	1989.5	3.03	28.85
ESSK08-CS01	1515.5	4.31	25.59	ESSK08-CS01	2000.5	2.97	28.90
ESSK08-CS01	1522.5	4.03	25.64	ESSK08-CS01	2020.5	3.80	29.00
ESSK08-CS01	1530.5	4.16	25.71	ESSK08-CS01	2029.5	3.71	29.04
ESSK08-CS01	1544.5	4.40	25.82	ESSK08-CS01	2045.5	3.88	29.12
ESSK08-CS01	1560.5	4.09	25.93	ESSK08-CS01	2054.5	3.74	29.17
ESSK08-CS01	1569.5	4.13	25.99	ESSK08-CS01	2062.5	3.71	29.20
ESSK08-CS01	1582.5	4.17	26.07	ESSK08-CS01	2069.5	3.89	29.24
ESSK08-CS01	1598.5	4.18	26.18	ESSK08-CS01	2085.5	3.72	29.32
ESSK08-CS01	1605.5	3.92	26.22	ESSK08-CS01	2092.5	3.59	29.35
ESSK08-CS01	1618.5	4.01	26.31	ESSK08-CS01	2102.5	3.50	29.40

Core	Mean Depth	$\delta^{18}\text{O}$ (‰PDB) calcite	Age (ka)
ESSK08-CS01	2118.5	3.49	29.48
ESSK08-CS01	2124.5	3.44	29.51
ESSK08-CS01	2135.5	3.60	29.56
ESSK08-CS01	2147.5	3.93	29.62
ESSK08-CS01	2154.5	4.16	29.66
ESSK08-CS01	2176.5	3.66	29.77
ESSK08-CS01	2185.5	3.79	29.81