



Géomorphologie : relief, processus, environnement

vol. 24 - n° 1 | 2018
Actes des 18ème journées des Jeunes
Géomorphologues

Distribution spatiale et estimation des volumes sédimentaires dans un bassin-versant de schistes lustrés : l'exemple du Peynin (Queyras, Alpes du Sud)

Spatial distribution and quantification of sediment storages in a "shiny schists" catchment: The Peynin catchment (Queyras, Southern French Alps)

Benoît Carlier, Gabriel Carlier, Julien Gance, Floriane Provost, Candide Lissak, Kevin Graff, Vincent Viel, Gilles Arnaud-Fassetta, Monique Fort, François Bétard, Malika Madelin, Jean-Philippe Malet et Étienne Cossart



Édition électronique

URL : <http://journals.openedition.org/geomorphologie/11994>
DOI : 10.4000/geomorphologie.11994
ISSN : 1957-777X

Éditeur

Groupe français de géomorphologie

Édition imprimée

Date de publication : 21 avril 2018
Pagination : 59-76
ISBN : 978-2-913282-79-7
ISSN : 1266-5304

Référence électronique

Benoît Carlier, Gabriel Carlier, Julien Gance, Floriane Provost, Candide Lissak, Kevin Graff, Vincent Viel, Gilles Arnaud-Fassetta, Monique Fort, François Bétard, Malika Madelin, Jean-Philippe Malet et Étienne Cossart, « Distribution spatiale et estimation des volumes sédimentaires dans un bassin-versant de schistes lustrés : l'exemple du Peynin (Queyras, Alpes du Sud) », *Géomorphologie : relief, processus, environnement* [En ligne], vol. 24 - n° 1 | 2018, mis en ligne le 29 mars 2018, consulté le 23 avril 2018. URL : <http://journals.openedition.org/geomorphologie/11994> ; DOI : 10.4000/geomorphologie.11994



Distribution spatiale et estimation des volumes sédimentaires dans un bassin-versant de schistes lustrés : l'exemple du Peynin (Queyras, Alpes du Sud)

Spatial distribution and quantification of sediment storages in a "shiny schists" catchment: The Peynin catchment (Queyras, Southern French Alps)

Benoît Carlier^a, Gabriel Carlier^b, Julien Gance^c, Floriane Provost^d, Candide Lissak^e, Kevin Graff^e, Vincent Viel^a, Gilles Arnaud-Fassetta^a, Monique Fort^a, François Bétard^a, Malika Madelin^a, Jean-Philippe Malet^d, Étienne Cossart^f

^a Université Paris 7-Diderot, Sorbonne Paris Cité, UMR 8586 CNRS-PRODIG – 5 rue Thomas Mann, 75013 Paris, France.

^b Muséum National d'Histoire Naturelle, Direction des Collections – 57 rue Cuvier, 75231 Paris Cedex 05, France.

^c IRIS-Instruments – 1 avenue Buffon, 45100 Orléans, France.

^d Institut de Physique du Globe de Strasbourg, UMR 7516 CNRS-EOST, Université de Strasbourg – 5 rue Descartes, 67084 Strasbourg Cedex, France.

^e Université Caen Normandie, UMR 6554 CNRS-LETG – Esplanade de la Paix, 14032 Caen Cedex 5, France.

^f Université Jean-Moulin, Lyon 3 - UMR 5600 CNRS-EVS – 18 rue Chevreul, 69362 Lyon Cedex, France.

RÉSUMÉ

Des investigations géomorphologiques, géologiques et géophysiques ont été réalisées afin de localiser et d'estimer les volumes sédimentaires stockés dans le bassin-versant du Peynin d'une superficie d'environ 15 km², situé dans les Alpes françaises du Sud. Suite à un travail de terrain et de cartographie ayant permis l'identification et la caractérisation des stocks sédimentaires, deux modélisations statistiques des épaisseurs de sédiments sont proposées. La première modélisation repose sur l'estimation du toit supposé du substratum rocheux à l'aide de fonctions polynomiales. La seconde modélisation s'appuie sur les observations de terrain par l'analyse de 46 coupes topographiques transversales et longitudinales couplée à une expertise géologique et géomorphologique des formations superficielles et des couches sous-jacentes. Pour contraindre les deux modèles, des mesures géophysiques (profils de sismique réfraction) réalisées durant l'été 2014 ont été intégrées pour caler et valider les modèles d'épaisseur. Les volumes de sédiments stockés dans le bassin-versant du Peynin ont été estimés à respectivement 0,46 x 10³ m³ (estimation haute) et 0,13 x 10³ m³ (estimation basse). Rapportés à la surface du bassin-versant, ces volumes correspondent à des épaisseurs moyennes de sédiments de l'ordre de ~30 m pour la première méthode et ~9 m pour la seconde. Dans les deux cas, les dépôts d'anciens mouvements de terrain constituent le principal stock sédimentaire (~80 % des sédiments stockés). Les autres stocks notables sont constitués par les dépôts d'éboulements, les tabliers d'éboulis et les cônes torrentiels.

Mots clés : bassin-versant, stocks sédimentaires, aléas torrentiels, modèles statistiques, sismique réfraction, Alpes.

ABSTRACT

Geomorphological, geological and geophysical investigations were carried out to estimate the amount of sediments stored in the Peynin catchment of about 15 km², situated on the Queyras valley, on the Southern French Alps. Sediment storages were identified, characterized and mapped on GIS from extensive fieldwork. Based on these data, two models of sediment thickness are proposed. The first model is based on the modelling of the bedrock roof by using statistical functions (high estimate). The second model is field-based and results from the geological and geomorphological analyses of 46 cross-sections (low estimate). To reduce the margins of error of these estimates, three seismic refraction profiles made during summer 2014 were integrated into the models. Volumes of sediments stored in the Peynin catchment are respectively estimated at 0.46 x 10³.m³ (high estimate) and 0.13 x 10³.m³ (low estimate). They correspond to sediment thickness averages of ~30 m and ~9 m, respectively. In both cases, landslide material is the major sediment storage, representing more than 80% of the sediment volume stored in the catchment. Other notable sediment storages are collapse deposits, talus screes and torrential fans.

Keywords: catchment, sediment storage, torrential hazards, statistical modelling, seismic refraction, Alpes.

INFORMATION SUR L'ARTICLE

Article soumis le 06 septembre 2017.

Reçu sous sa forme révisée le 30 janvier 2018.

Définitivement accepté le 20 mars 2018.

*Auteur correspondant : Tél : +33 (0)6 73 57 91 21

Courriels :

carlierbenoit@hotmail.fr (B. Carlier)

gabycarig@gmail.com (G. Carlier)

j.gance@iris-instruments.com (J. Gance)

f.provost@unistra.fr (F. Provost)

candide.lissak@unicaen.fr (C. Lissak)

kevin.graff@unicaen.fr (K. Graff)

vincent.viel@univ-paris-diderot.fr (V. Viel)

gilles.arnaud-fassetta@univ-paris-diderot.fr

(G. Arnaud-Fassetta)

fort.monique@gmail.com (M. Fort)

francois.betard@univ-paris-diderot.fr (F. Bétard)

malika.madelin@gmail.com (M. Madelin)

jeanphilippe.malet@unistra.fr (J.P. Malet)

etienne.cossart@univ-lyon3.fr (E. Cossart)

1. Introduction

En raison des dommages considérables qu'elles peuvent engendrer et du caractère soudain de leur déclenchement, les crues torrentielles constituent l'un des principaux vecteurs de risque pour les communautés montagnardes des Alpes du Sud. À ce titre,

la haute vallée du Guil qui s'étend sur plus de 350 km² (fig. 1) fait figure d'exemple tant par le nombre que par l'ampleur des crues catastrophiques observées depuis moins d'un siècle (juin 1948, juin 1957, juin 1973, juin et octobre 2000, juin 2002, juin 2008, juin 2011). Le caractère catastrophique de ces crues s'explique par

une combinaison de facteurs de prédisposition — lithologie de schistes lustrés météorisables et fournissant une grande quantité de matériaux mobilisables, structure géologique complexe avec une opposition structurale des versants, gradients de pente élevés, forte connectivité entre les versants et les chenaux torrentiels — associés à un régime de précipitations marqué par des pluies extrêmes de type retours d'Est (ou « coups de Lombarde »). Les épisodes les plus emblématiques et les mieux documentés sont celui de juin 1957, d'une période de retour > 100 ans, qui a engendré près de 15 millions d'euros de dommages (Tricart, 1958, 1960), et celui de juin 2000, d'une période de retour de 30 ans, qui s'est soldé par environ 4,6 millions d'euros de dommages (Arnaud-Fassetta et al., 2005). Durant ces événements, les destructions observées dans les fonds de vallée et sur les cônes de déjection ont davantage été liées à la charge solide des cours d'eau (engravement, sapements du bâti, formation d'embâcles) qu'à leur débit liquide (Tricart, 1960 ; Fort et al., 2002). Les petits bassins versants torrentiels (< 50 km²) ont joué un rôle essentiel en contribuant fortement aux apports en sédiments fins et grossiers. Le bassin-versant du Peynin

(~15 km²) a ainsi été le principal contributeur en sédiments avec 100 000 m³ exportés en juin 1957 (Tricart, 1958 ; Koulinski, 2000) et 82 000 m³ en juin 2000 (Arnaud-Fassetta et al., 2005). Les bassins tributaires du Guil se caractérisent par des stocks sédimentaires abondants (cônes et tabliers d'éboulis, terrains glissés, dépôts de lave torrentielle, dépôts d'avalanche) qui témoignent d'une activité de la torrencialité et des processus de versant anciens (Brotto, 1982 ; Jorda et Rosique, 1994 ; Fort et al., 2002) et/ou récents (Koulinski, 2000 ; Arnaud-Fassetta et al., 2005). Une partie de ces stocks, hérités de la dernière glaciation et des réajustements post-glaciaires, n'est plus directement connectée au système géomorphologique actuel ; néanmoins les volumes stockés potentiellement mobilisables lors de crues de basse fréquence et haute magnitude (BFHM) sont considérables. Dans le cadre du programme ANR SAMCO (*Society Adaptation for coping with Mountain risks in a global change Context*, 2012-2017), une étude a été engagée afin d'estimer le rôle des stocks sédimentaires dans la genèse des crues catastrophiques. Le choix du bassin-versant du Peynin comme terrain d'étude s'est imposé pour plusieurs raisons : (i) son rôle prépondérant lors des

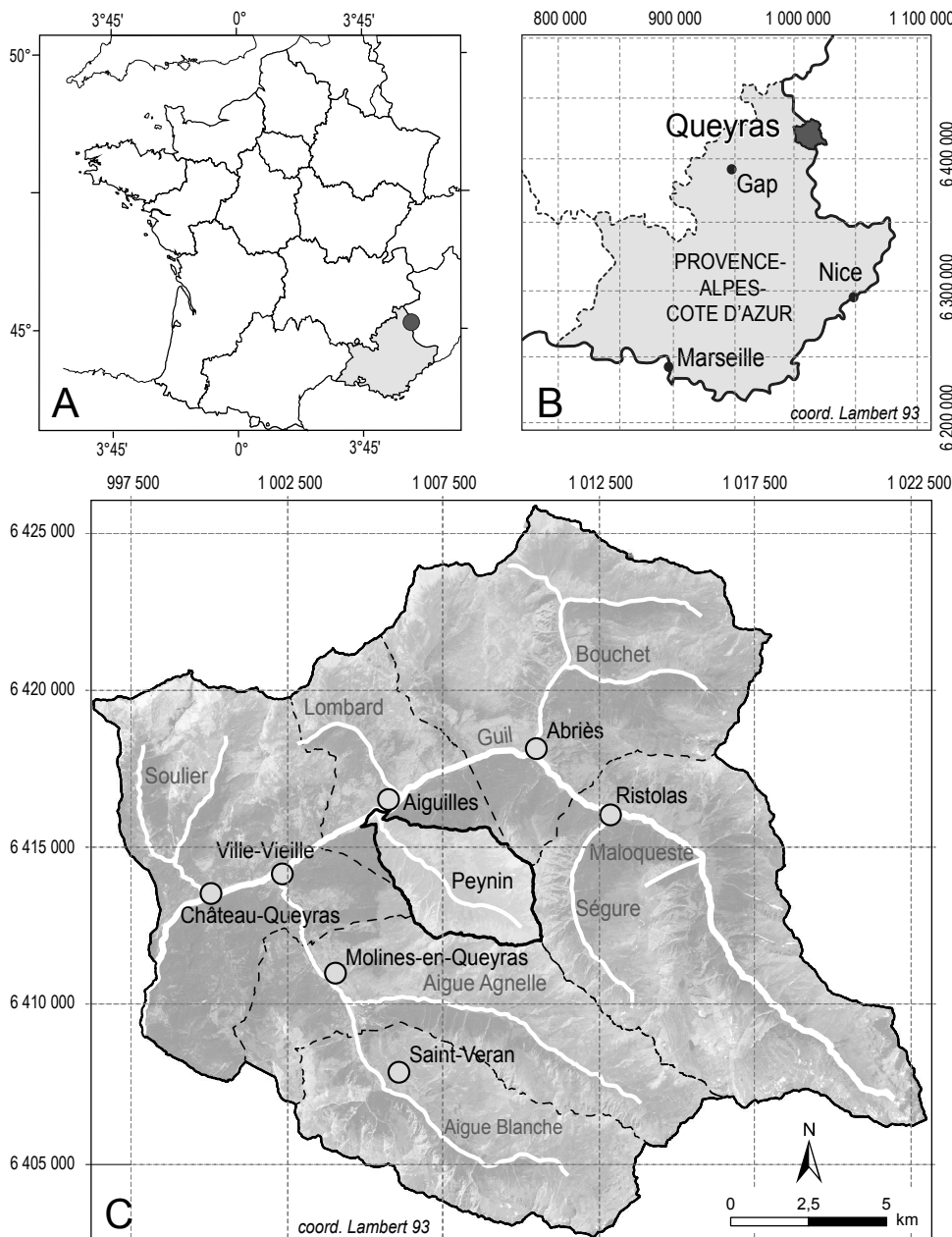


Fig. 1 – Carte de localisation des bassins versants du Haut-Guil et du Peynin.
 A : Échelle nationale ; B : Échelle régionale ; C : Échelle locale.
Fig. 1 – Map of the Upper Guil catchment and the Peynin sub-catchment.
 A: National scale; B: Regional scale; C: Local scale.

crues de 1957 et 2000 via l'exportation d'importants volumes de matériaux (Tricart, 1958 ; Arnaud-Fassetta et al., 2005), (ii) l'absence de structures hydrauliques de chenalisation suite aux crues de 1957 et 2000 (Koulinski, 2000), (iii) une vulnérabilité forte en raison de la présence d'enjeux humains et matériels sur le cône de déjection situé à l'exutoire du bassin (Fort et al., 2002 ; Arnaud-Fassetta et al., 2005) et (iv) la permanence dans le bassin d'importants stocks sédimentaires (Koulinski, 2000 ; Fort et al., 2002). Plusieurs volets sont abordés dans ce programme de recherche : (i) la caractérisation et la quantification des stocks sédimentaires du Peynin, (ii) la formalisation de la cascade sédimentaire, (iii) l'évaluation et la quantification des transferts sédimentaires (Graff et al., 2018), (iv) l'établissement d'un budget sédimentaire sur une période de 20 ans et (v) l'analyse de la connectivité fonctionnelle visant à mesurer l'efficacité de la cascade sédimentaire et à quantifier des seuils de maturation des stocks sédimentaires. Dans cet article, seule la première étape de l'étude est abordée. Les objectifs du travail présenté ici sont donc (i) de localiser et de cartographier les stocks sédimentaires du Peynin et (ii) d'estimer les volumes de sédiments stockés sur les versants et dans le fond de vallée du bassin.

Les méthodes couramment utilisées pour estimer des volumes de sédiments dans les bassins versants reposent sur l'analyse puis l'interpolation de résultats issus de sondages directs par forages ou par carottages, et/ou de profils géophysiques à partir de tomographie sismique, d'images géoradar, et de résistivité électrique (Woodward et al., 1985 ; Besson et al., 1991 ; Pfiffner et al., 1997 ; Schrott et Sass, 2008 ; Götz et al., 2013). Ces méthodes sont coûteuses et difficiles à mettre en œuvre dans les bassins-versants montagnards difficiles d'accès (Hoffmann et Schrott, 2002 ; Otto et al., 2008). En l'absence de données directes, de nombreux auteurs préconisent l'usage de la morphométrie pour obtenir une estimation de premier ordre des volumes recherchés. Les travaux de Shroder et al. (1999), repris par Campbell et Church (2003) puis par Cossart et Fort (2008), ont démontré que la plupart des modèles d'accumulation (tabliers, talus, cônes, terrasses, terrains glissés, etc.) pouvaient être assimilés à des formes géométriques simples afin de faciliter l'estimation des volumes sédimentaires. Ces mêmes principes ont été appliqués pour l'évaluation des remblaiements de fond de vallée contemporains ou postérieurs aux glaciations. Selon Svensson (1959) et Graf (1970), la morphologie des vallées glaciaires s'apparente à une parabole. Le profil en travers d'un versant d'une vallée glaciaire peut donc être décrit à l'aide de lois de puissance (Svensson, 1959 ; Graf, 1970 ; King, 1974 ; Hirano et Aniya, 1988 ; Harbor et Wheeler, 1992) :

$$y = ax^b \quad [1]$$

où x est la distance horizontale des points décrits comme étant le substratum ; y est la distance verticale des points décrits comme étant le substratum ; a est un coefficient obtenu à l'aide de la méthode des moindres carrés ; b correspond à la courbure du profil ($b = 2$ dans le cas d'une parabole).

Par extension, les profils des vallées glaciaires peuvent être décrits à l'aide de fonctions polynomiales (Svensson, 1959 ; Wheeler, 1984 ; Augustinius, 1992 ; James, 1996 ; Li et al., 2001) :

$$y = a + bx + cx^2 \quad [2]$$

où x est la distance horizontale des points décrits comme étant le substratum ; y est la distance verticale des points décrits comme étant le substratum ; a , b et c sont les coefficients déterminés par la méthode des moindres carrés.

En utilisant un nombre suffisant de profils transversaux, il est possible de modéliser la forme probable d'une vallée glaciaire lors

du Dernier Maximum Glaciaire (Hoffmann et Schrott, 2002). En soustrayant le modèle de substratum ainsi produit au modèle de la surface topographique actuelle, on obtient une estimation des épaisseurs de sédiments stockés sur les versants et dans les fonds de vallée (Hoffmann et Schrott, 2002 ; Schrott et Adams, 2002 ; Schrott et al., 2003 ; Jaboyedoff et Deron, 2005).

La quantification des volumes sédimentaires par des méthodes indirectes laisse une place importante à l'interprétation des données. Partant de ce constat, deux méthodes différentes sont proposées pour évaluer les volumes de sédiments stockés dans le bassin du Peynin. L'objectif annoncé est de proposer un intervalle de confiance aux volumes calculés plutôt qu'une valeur unique. Les deux méthodes employées reposent sur la production de modèles d'épaisseur de sédiments par des moyens indirects combinant analyse morphométrique et modélisation géomatique. La première méthode s'inspire directement des travaux de Schrott et al. (2003). C'est une méthode couramment employée, qui permet d'obtenir rapidement et à peu de frais une estimation des volumes sédimentaires stockés sur les versants et dans les fonds de vallée. Elle s'appuie sur la modélisation du toit supposé du substratum à l'aide de fonctions polynomiales. La seconde méthode s'appuie principalement sur les observations de terrain. Elle est fondée sur l'analyse de 46 profils topographiques transversaux et longitudinaux et sur une caractérisation systématique des formations superficielles. Elle est couplée à une analyse géologique des roches sous-jacentes, qui a pour but de contraindre les épaisseurs de sédiments par le bas. Ce type d'approche a été fréquemment utilisé pour évaluer le volume des formes d'accumulation de petite taille (tablier, cône, etc.) mais il n'a encore jamais été appliqué à l'échelle du bassin-versant. Pour contraindre les deux modélisations, 3 profils de sismique réflexion ont été réalisés durant l'été 2014 et analysés.

2. Contexte géologique et géomorphologique du Peynin

Situé en rive gauche du Guil, le bassin-versant du Peynin présente toutes les caractéristiques (litho-structurales et morphologiques) des hauts bassins du Queyras schisteux (fig. 1). C'est un petit bassin-versant de forme ovoïde d'environ 15 km². Son altitude est comprise entre 1 912 m au sommet du Pic du Fond de Peynin et 1 492 m à la sortie des gorges du Peynin.

2.1. Une lithologie propice à la production et à l'accumulation des sédiments

Le bassin du Peynin s'inscrit dans le complexe des schistes lustrés piémontais issus des séries ophiolitiques et supra-ophiolitiques (Tricart, 2003). Les roches les plus résistantes affleurent en tête de bassin : ce sont les calcaires blancs jurassiques issus des dépôts océaniques téthysiens (fig. 2). Souvent associées à des metabasites schistosées, ces roches sont sujettes à la gélifraction et ont contribué à la formation de vastes tabliers et cônes d'éboulis dans la partie amont du bassin. Le reste du bassin est essentiellement développé dans une alternance de schistes et de calcschistes créacés très replissés provenant de l'accumulation de sédiments à dominante argilo-marneuse (Tricart, 2003 ; Tricart et Schwartz, 2006). Cette apparente monotonie litho-structurale occulte des différences importantes en termes de résistance à l'érosion (fig. 3). Dans le contexte climatique actuel, les formations pauvres en carbonates et/ou riches en silice — schistes noirs et calcschistes grésifiés — constituent des roches relativement résistantes. À l'inverse, les roches plus riches en carbonates, principalement situées sur les adrets du bassin-versant du Peynin, se révèlent particulièrement

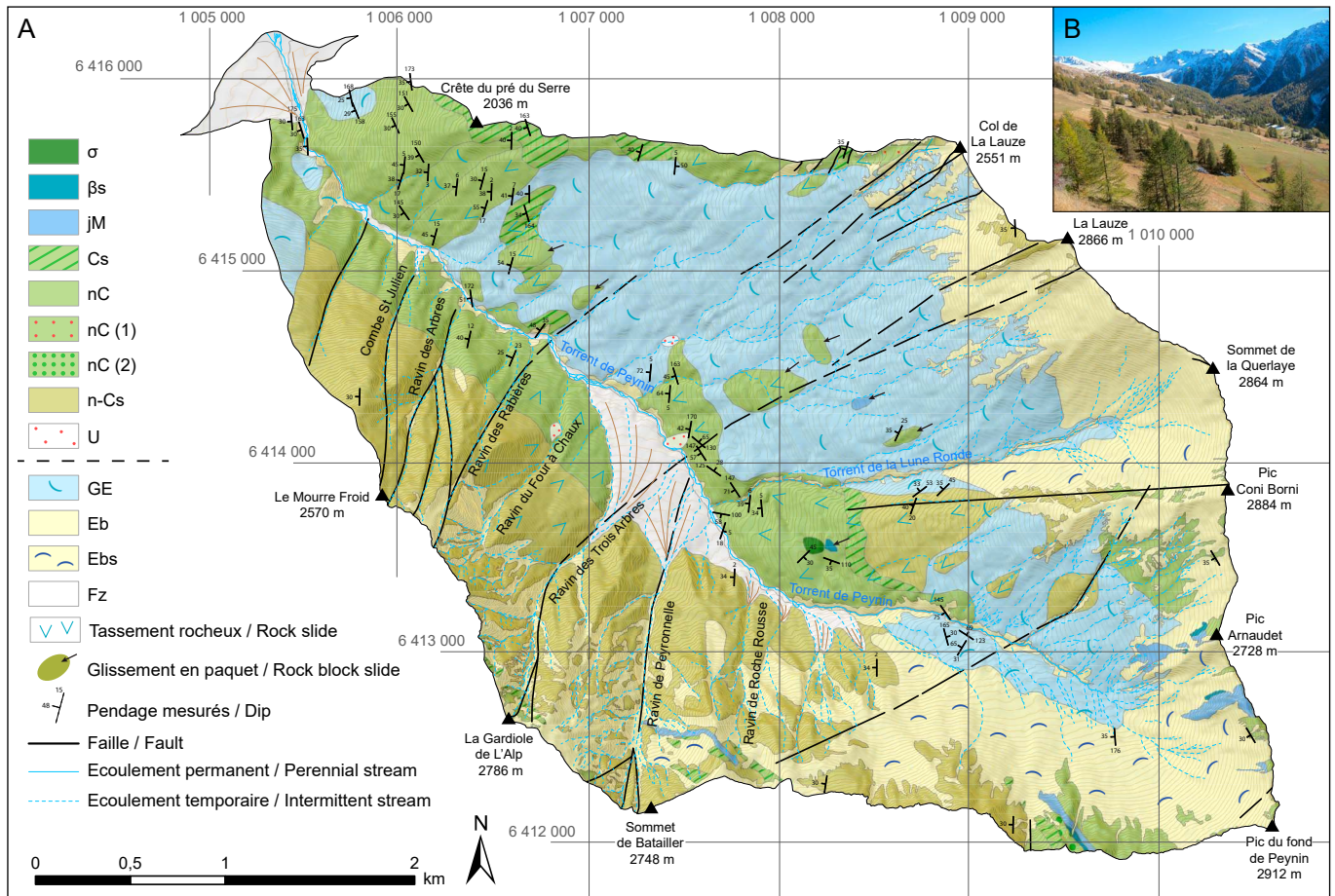


Fig. 2 – Géologie et structure du bassin-versant du Peynin.

A : Carte géologique du Peynin, d'après Tricart (2003), modifiée. σ . Péridotites serpentinisées ; βs . Métabasaltés schistosés, « prasinites » ; jM. Calcaires blancs ; Cs. Schistes noirs non-calcaires ; nC. Alternance schisto-calcaire, (1) intercalation massive de quartzites, (2) intercalation détritico d'origine ophiolitique ; n-Cs. Calcschistes ; GE. Formations de versant composites (éboulis et moraines) solifluées ; Eb. Éboulis, Ebs. Éboulis soliflués ; Fz. Alluvions et cônes de déjection ; U. Tufs calcaires. B : Vue du Peynin prise depuis la crête du Pré du Serre. Les coordonnées géographiques de la carte sont exprimées en Lambert 93.

Fig. 2 – Geology and structure of the Peynin sub-catchment.

A: Geological map of the Peynin sub-catchment, from Tricart, 2003. σ . Serpentinized peridotites; βs . Schistosed metabasalts, « prasinites »; jM. White limestones; Cs. Non-calcareous black shales; nC. Alternating schists and limestones, (1) massive quartzite's intercalation, (2) detrital ophiolitic intercalation; n-Cs. Calcareous schists; GE. Composite soliflucted slope material (scree and moraines); Eb. Scree; Ebs. Soliflucted scree; Fz. Torrential deposits and alluvial fans; U. Tuffs. B: View of the Peynin taken from the "Pré du Serre" crest. The geographical coordinates of the map are expressed in Lambert 93.

sensibles aux effets de la météorisation. Elles ont tendance à se déliter facilement (fig. 3), fournissant une grande quantité de débris sous forme de plaquettes décimétriques et de fines particules argileuses (Fort et al., 2002 ; Arnaud-Fassetta et Fort, 2004).

2.2. Un contexte morpho-structural favorable au développement des formes d'accumulation

Le Peynin se caractérise par une opposition structurale des versants (Fort et al., 2002 ; Arnaud-Fassetta et al., 2005). Les versants de rive droite, orientés vers l'ouest/sud-ouest, sont conformes au pendage des schistes ($\sim 30^\circ$), ce qui tend à favoriser les glissements translationnels le long des plans de schistosité. Les versants de rive gauche, orientés vers le nord-est, sont à contre-pendage. Leurs parois abruptes les prédisposent à l'ébouilisation et aux écoulements gravitaires de type avalanches et laves torrentielles. L'opposition de versants se traduit par une dissymétrie marquée du bassin. Les versants de rive droite ont des pentes relativement modérées, de l'ordre de 30° . Les versants de rive gauche sont beaucoup plus raides, avec des pentes moyennes comprises entre 45° et 50° , 70° à proximité des sommets (fig. 1B). Les déformations tertiaires successives ont engendré un système de failles normales raides

le plus souvent orientées ENE/WSW et NNW/SSE, qui ont eu un double effet sur l'organisation du bassin. D'une part, en créant des zones de faiblesse propices à l'érosion, ce système a conditionné l'organisation spatiale du réseau hydrographique. L'essentiel des affluents du torrent de Peynin provient de sa rive gauche, là où les failles ont contrôlé la formation de ravins très raides, e.g. ravins de Roche Rousse, de la Peyronnelle, des Trois Arbres et du Four à Chaux (fig. 2). En rive droite, le seul affluent notable, le torrent de la Lune Ronde, a lui aussi un tracé contrôlé par la tectonique. D'autre part, les failles ont favorisé le développement de tassements rocheux et de glissements de terrain sur le versant de rive droite en réduisant la résistance mécanique des couches géologiques supérieures et en compartimentant d'importants volumes rocheux (Tricart, 2003).

2.3. Érosion glaciaire pléistocène et réajustement morpho-sédimentaire holocène

L'englacement de la haute vallée du Queyras a duré jusqu'aux alentours de 18 000 BP (Brotto, 1982 ; Cossart et al., 2011). Lors du Dernier Maximum Glaciaire, vers 25 000 BP, le glacier du Guil aurait atteint une épaisseur de 600 m au niveau du verrou de Château-Queyras (Cossart et al., 2011). Selon toute vraisemblance,

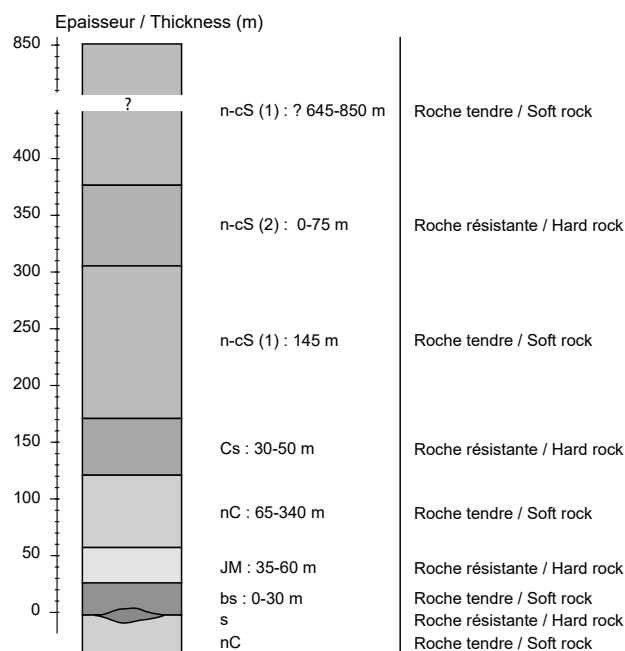


Fig. 3 - Litho-séquence du bassin-versant du Peynin.

n-cS (1). Calcschistes avec micaschistes et marbres (marnes pélagiques) ; n-cS (2). Quartzites albitiques riches en mica (grès) ; Cs. Micaschistes (schistes noirs) ; nC. Calcschistes et marbres (marnes et calcaires pélagiques) ; JM. Calcaires blancs (marbres pélagiques) ; bs. Basaltes métamorphisés en prasinite ; s. Serpentinites (péridotites serpentinisées).

Fig. 3 - Lithologic log of the Peynin catchment.

n-cS (1). Calcschists with micaschists and marbles (pelagic marls) ; n-cS (2). Mica-rich, albitic quartzites (sandstones) ; Cs. Micaschists (black shales) ; nC. Calcschists and marbles (pelagic marls and limestones) ; JM. Marbles (pelagic limestones) ; bs. Prasinites basalts and/or volcanoclastic deposits ; s. Serpentinites (peridotites).

le glacier a fortement contribué au façonnement du modelé actuellement présent dans le bassin du Peynin. Les héritages glaciaires demeurent visibles au travers du vaste cirque du Fond de Peynin, creusé à l'amont du bassin dans les calcaires jurassiques, et de la gorge de raccordement sous-glaciaire creusée à son aval. Sur les versants, les héritages glaciaires sont moins évidents, les schistes lustrés étant peu propices à la conservation des modelés et des formes d'érosion glaciaire. Le versant de rive gauche, à contre-pendage, présente une forme concave qui pourrait s'apparenter à une demi-parabole d'origine glaciaire. Quant au versant de rive droite, il ne présente aucun signe visible d'érosion glaciaire. Pourtant, d'après Koulinski (2000) et Tricart (2003), les matériaux stockés sur ce versant sont constitués pour partie d'anciens dépôts de till remaniés. La déglaciation totale de la vallée serait intervenue aux alentours de 7 000-8 000 BP avec la fonte des derniers glaciers de cirque (Cossart et al., 2011). Ce retrait a entraîné un regain de l'activité torrentielle et des processus de versant (Jorda et Rosique, 1994). Cette activité paraglaciale s'est traduite par la mise en place de nombreux stocks sédimentaires sur les versants et dans le fond de vallée du Peynin. Les complexes de glissement de terrain en rive droite du Peynin (Tricart, 2003) et les vastes cônes de déjection en contrebas des ravins de la Peyronnelle et des Trois Arbres se sont probablement mis en place à partir de cette époque (Fort et al., 2002). Ils représentent des stocks considérables de débris qui ont exercé d'importantes contraintes latérales sur le cours d'eau et modifié son tracé en plusieurs endroits (fig. 2). Ces contraintes latérales, associées à la présence de gorges étroites à l'aval du bassin, expliquent la permanence d'importants volumes de sédiments piégés dans le bassin.

3. Données et méthodes

L'évaluation des volumes de sédiments stockés dans le bassin-versant du Peynin a associé expertises géologique et géomorphologique, interprétation géophysique et modélisation géomatique. Plusieurs étapes ont été nécessaires : (i) la réalisation de cartes géologique et géomorphologique, (ii) l'analyse de profils de sismique réfraction acquis pendant l'été 2014, et (iii) l'analyse morphométrique des profils topographiques et la modélisation géomatique des épaisseurs de sédiments stockés dans le bassin-versant.

3.1. Cartographie géologique et géomorphologique

Dans un bassin-versant montagnard, la localisation, la nature et l'importance des stocks sédimentaires sont fonction des contextes géologique et géomorphologique. La production de cartes clarifiant ce contexte apporte une réelle plus-value et donne des indications utiles sur la topographie actuelle du bassin. En cela, elles s'avèrent essentielles à la conduite des analyses morphométriques. La production cartographique a été réalisée sous SIG (ArcGIS® 10.3) suite à un travail couplant terrain et photo-interprétation. La carte géologique du Peynin a été produite sur la base de la carte géologique au 1:50 000 du BRGM Aiguilles-Col Saint-Martin (Tricart, 2003) et des orthophotographies issues de la BD ORTHO® de l'IGN, Hautes-Alpes de 2009 à 50 cm de résolution. Nous avons en particulier essayé de préciser la localisation de certaines structures géologiques (cartographie précise des failles et des limites lithologiques, rajouts de pendages) afin qu'elles puissent être adaptées à l'échelle requise par l'étude. La carte géomorphologique a été réalisée à partir des orthophotographies de 2009, de la carte topographique au 1:25 000 IGN Top25 3637 OT Mont Viso-Saint-Véran-Aiguilles de 2011 et des données de terrain. Les figurés utilisés sont inspirés de la légende de l'université de Lausanne (Schoeneich, 1993). Les formes et les processus associés ont été cartographiés de manière exhaustive : par analyse combinée (i) des éléments visibles sur les orthophotographies, (ii) des minutes de terrain, et (iii) de l'étude des écarts entre les courbes de niveau de la carte topographique au 1:25 000 de l'IGN. Les emprises avalanches ont été cartographiées d'après les données CLPA (Carte de Localisation des Phénomènes d'Avalanche ; 05) produites par l'IRSTEA (Institut national de Recherche en Sciences et Technologies pour l'Environnement et l'Agriculture). La cartographie des dépôts de lave torrentielle est pour partie tirée des travaux de Fort et al. (2002) et d'Einhorn (2003), et pour partie des travaux de terrain effectués durant les étés 2015 et 2016.

3.2. Tomographie et détermination de la profondeur du toit du substratum

Trois profils de sismique réfraction ont été réalisés à l'été 2014 afin d'estimer la profondeur du toit du substratum et l'épaisseur des formations superficielles sur le versant de rive droite du Peynin. La localisation des profils a été guidée par la volonté de caractériser l'ensemble du versant (fig. 4) et par les contraintes d'accessibilité. Le profil n° 1 a été effectué au sommet du versant (altitude maximum : 2 051 m ; altitude minimum : 2 036 m), sur la crête du Pré du Serre, où l'épaisseur des formations superficielles (colluvions et glissements superficiels) était *a priori* la plus faible. Le profil n° 2 a été réalisé à mi-versant (altitude maximum : 1 942 m ; altitude minimum : 1 913 m) dans une zone affectée par des glissements translationnels et rotationnels. Le profil n° 3 a été réalisé en pied de versant (altitude maximum : 1 632 m ; altitude minimum : 1 589 m)

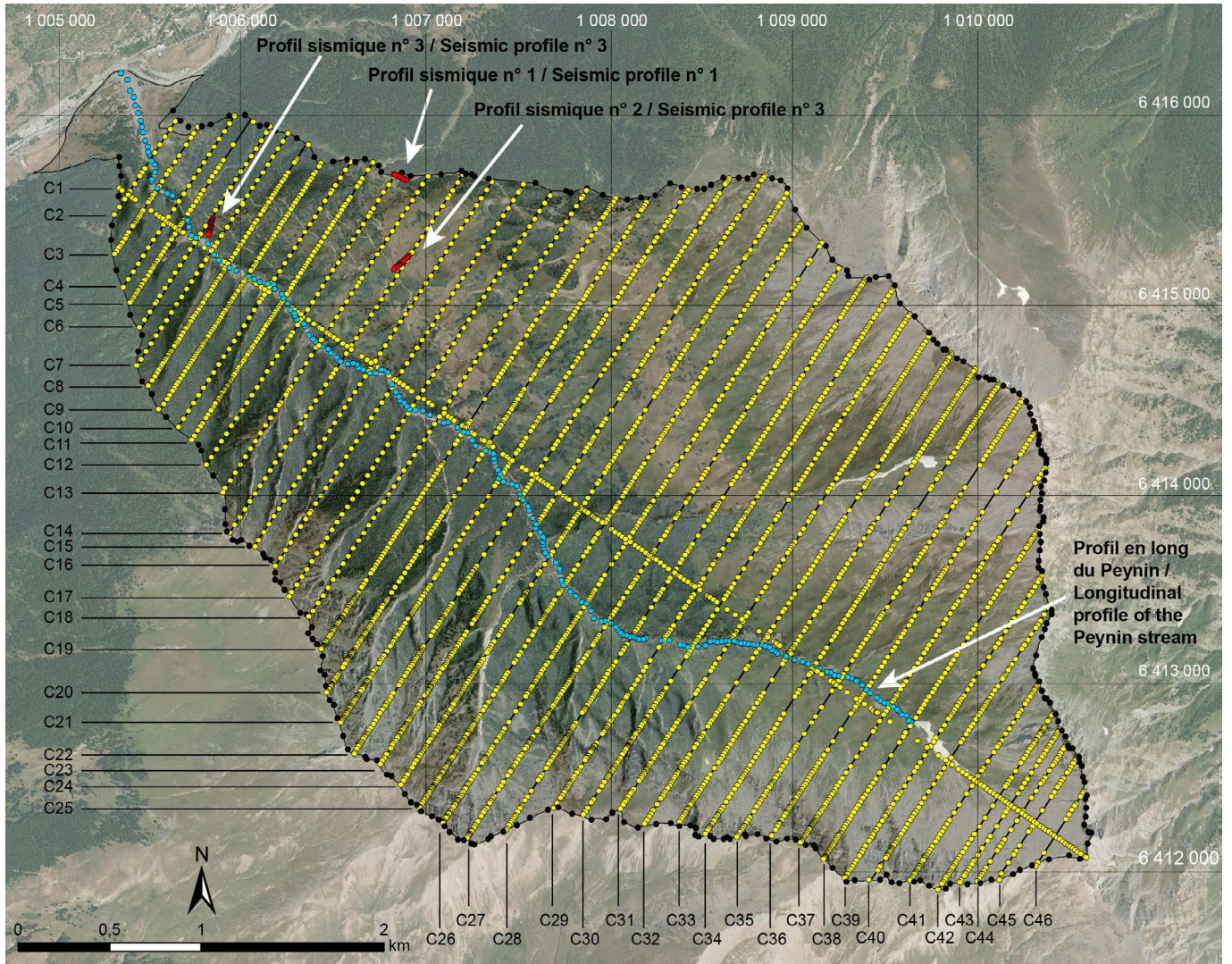


Fig. 4 – Carte de localisation des profils topographiques et des points utilisés pour modéliser les épaisseurs de sédiments stockés dans le bassin-versant du Peynin.

Les coordonnées géographiques de la carte sont exprimées en Lambert 93.

où les dépôts issus des glissements translationnels sont supposés être les plus épais. Les positions des profils et des couples sources-récepteurs ont été déterminées par GPS différentiel. Chaque profil a été réalisé à l'aide d'un dispositif comportant 24 géophones-1C de fréquence 10 Hz avec un inter-trace de 5 m. Le numériseur est un système d'acquisition ABEM DaqLink avec une fréquence d'échantillonnage de 1 000 Hz. Les sources sismiques ont été une masse de 5 kg et un fusil chargé avec des balles à blanc. Les sources sismiques ont été localisées tous les 5 m et les signaux cumulés 4 fois afin d'augmenter le rapport signal-sur-bruit. Un traitement en tomographie sismique a été réalisé pour obtenir une image en 2D des variations de vitesse du sous-sol. Les temps de premières arrivées des ondes sismiques (onde de compression P) ont été déterminés suivant la méthode proposée par Gance et al. (2012) et Gance (2014). Les vitesses des ondes P (V_p) ont été inversées par une approche Quasi-Newton qui utilise les volumes de Fresnel comme approximation du gradient (Gance et al., 2012). Certains profils ont été réalisés pour partie sur le substratum affleurant en surface afin de contraindre les vitesses sismiques dans la roche. Bien que l'on ait essayé de contraindre au maximum la marge d'erreur,

Fig. 4 – Map showing profiles and points used to model sediment thickness and sediment volume stored in the Peynin catchment.

The geographical coordinates of the map are expressed in Lambert 93.

l'interprétation des vitesses V_p ne peut être entièrement confirmée dans la mesure où aucune observation directe par sondage n'a pu être réalisée pour caler les profils.

3.3. Analyse morphométrique et modélisation géomatique

3.3.1. Constitution d'un modèle numérique de terrain spécifique

Les deux méthodes utilisées pour modéliser les épaisseurs de sédiments stockés dans le bassin du Peynin sont fondées sur l'interprétation de profils topographiques. Le seul modèle numérique de terrain (MNT) disponible au moment où l'étude a été menée ne s'est pas révélé assez précis (BD ALTI® à 25 m de l'IGN) pour les analyses topographiques voulues. Un MNT plus précis a été réalisé à l'aide de la carte topographique orthorectifiée au 1:25 000 issue de la BD ORTHO® de l'IGN. Toutes les courbes de niveau ont été digitalisées puis codées sur ArcMap®. La couche vecteur a ensuite été rasterisée avec l'outil « krigage » d'ArcGIS® afin d'obtenir un MNT d'une résolution de 10 m, résolution plus

adaptée pour rendre compte de l'essentiel des formes d'ablation et d'accumulation observées dans le bassin. Un profil en long du torrent du Peynin réalisé par GPS différentiel durant l'été 2016 a été intégré à ce MNT afin de maximiser la précision altitudinale dans le fond de vallée. Pour mener les analyses morphométriques, un profil topographique longitudinal et 45 profils topographiques transversaux ont été extraits du MNT ainsi produit (fig. 4).

3.3.2. Cartographie des épaisseurs de sédiments par modélisation

La première méthode utilisée pour estimer les épaisseurs de sédiments stockés dans le bassin du Peynin repose sur la modélisation statistique du toit du substratum à l'aide de fonctions polynomiales

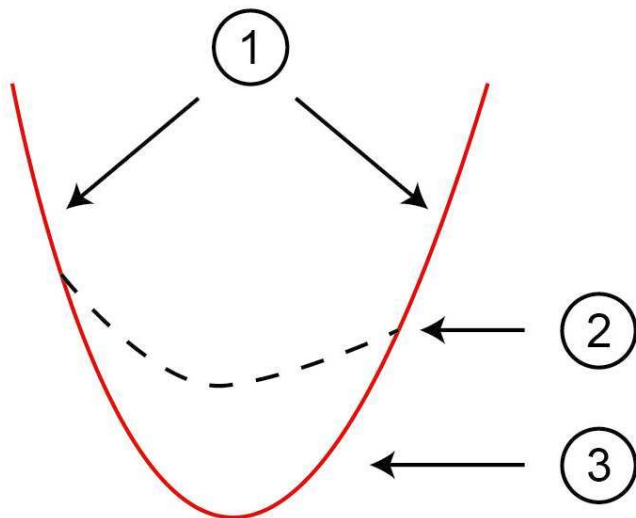


Fig. 5 – Schéma figurant le profil théorique d'une vallée d'origine glaciaire.
(1). Substratum apparent dans le contexte actuel ; (2). Limite supérieure des formations superficielles ; (3). Profil supposé du substratum s'il s'apparente à une parabole.

Fig. 5 – Theoretical profile of a glacial valley.

(1). Visible bedrock in the current context; (2). Upper limit of superficial formation; (3). Supposed profile of bedrock if it is similar to a parabola.

d'ordre 2 à 5 (fig. 5). Le produit de cette méthode s'exprime sous la forme d'un MNT (*i.e.* « *MNT bedrock* ») qui, une fois soustrait au MNT actuel, permet d'obtenir une cartographie des épaisseurs de sédiments. Cette méthode découle des travaux de Svensson (1959) et Graf (1970) qui, les premiers, ont démontré que les profils en travers des vallées glaciaires pouvaient s'apparenter à des paraboles. Par la suite, de nombreux auteurs (King, 1974 ; Wheeler, 1984 ; Hirano et Aniya, 1988 ; Augustinius, 1992 ; Harbor et Wheeler, 1992 ; James, 1996 ; Li et al., 2001) ont avancé l'hypothèse que ces profils pouvaient être représentés à l'aide de lois puissance ($y = ax^b$) ou de fonctions quadratiques ($y = ax^2 + bx + c$). Les fonctions quadratiques ont été utilisées pour évaluer le remblaiement du fond de la vallée alpine du Rheintal dans les Alpes bavaroises (Hoffmann et Schrott, 2002 ; Schrott et Adams, 2002 ; Schrott et al., 2003 ; Schrott et Sass, 2008). La procédure mise en place dans le Peynin est largement inspirée de ces travaux. Pour chacun des 45 profils transversaux extraits du MNT, des fonctions polynomiales d'ordre 2 à 5 ont été calculées sur Excel® à partir des points correspondant aux affleurements rocheux. Parmi les 4 polynômes calculés, seul le plus probable, car au plus proche de la réalité topographique, a été conservé (fig. 6). Les nouveaux profils ont ensuite été importés dans ArcGIS® afin de servir de support à la modélisation d'un MNT figurant le toit supposé du substratum. Les épaisseurs résultant de l'interprétation des 3 profils sismiques ont été intégrées dans le processus de modélisation afin de contraindre l'interprétation des épaisseurs. L'espace entre les profils a ensuite été interpolé sur ArcGIS® en utilisant la méthode d'échantillonnage « krigeage ». Le « krigeage » a été sélectionné car c'est la méthode d'estimation optimale, au sens statistique du terme (Gratton, 2002). Le MNT produit a ensuite été soustrait au MNT actuel afin d'obtenir un raster figurant les épaisseurs de sédiments stockés dans le bassin. Des volumes ont ensuite été calculés à partir de cette carte en rapportant la surface du bassin aux épaisseurs calculées.

3.3.3. Cartographie de l'épaisseur des sédiments par analyse de terrain

La seconde méthode s'appuie sur les observations de terrain. Elle résulte de l'interprétation géologique et géomorphologique des 46 profils transversaux et longitudinaux extraits du MNT actuel.

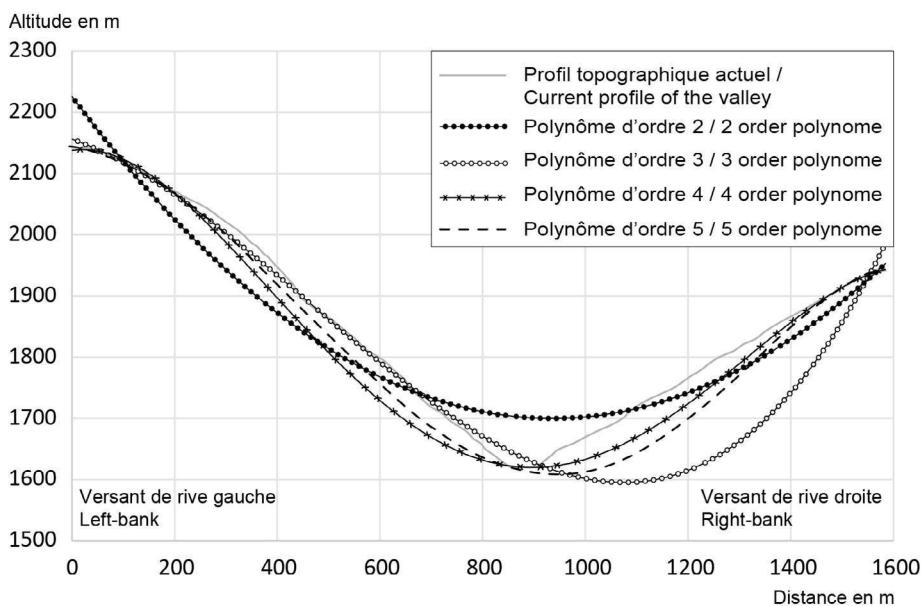


Fig. 6 – Principe et exemple d'application de la méthode basée sur l'interpolation de polynômes d'ordre 1 à 5.

Le profil représenté correspond au profil topographique n° 9 (noté C9 sur la Figure 4). Dans cet exemple, c'est le polynôme d'ordre 4 qui semble le plus plausible. Il a été obtenu à l'aide de la formule :
« $y = -0.00000000989063294429817x^4 + 0.0000033659212518404x^3 - 0.00300624528435378x^2 + 0.124725599206613x + 2137.86098140484$ » avec $R^2 = 0.999232516445872$.
Notons toutefois que le polynôme d'ordre 5 est également vraisemblable.

Fig. 6 – Principles and example of the method based on the interpolation of the one to fifth order polynomial.

The profile showed here corresponds to profile No. 9 (C9 in Figure 4). In this example, the fourth order polynomial is the more probable one. It was obtained with the formula:

« $y = -0.00000000989063294429817x^4 + 0.0000033659212518404x^3 - 0.00300624528435378x^2 + 0.124725599206613x + 2137.86098140484$ » with $R^2 = 0.999232516445872$.
The x-axis indicate the altitude in meter and the y-axis indicate the length in meter.

À partir des cartes géologiques et géomorphologiques produites, des épaisseurs probables de sédiments ont été appliquées à l'ensemble des points figurant les profils extraits du MNT (fig. 4). Les épaisseurs ont été estimées en accord avec la structure géologique et la lithologie des formations en place ainsi qu'en tenant compte des caractéristiques des stocks sédimentaires. Des coupes géologiques sériées ont été réalisées afin de prolonger les couches géologiques affleurantes et de définir une profondeur maximale du substratum (fig. 7). Une attention particulière a été portée à la lithologie afin de déterminer les couches géologiques susceptibles de se fracturer et/ou de glisser. Quand cela était possible, les plans de glissement ont été dégagés (niveaux plus argileux) afin d'obtenir des indications sur l'épaisseur des formations superficielles. En l'absence de ces niveaux repères, les épaisseurs ont été estimées à l'aide des formules géométriques décrites dans Cossart et Fort (2008). Pour les grands complexes de glissements de terrain en rive droite du Peynin (glissements rotationnels superficiels emboîtés dans des glissements translationnels profonds), l'application des épaisseurs a été précédée d'une analyse minutieuse des talus et des lobes latéraux et frontaux (prolongement, calcul des différences altitudinales). Enfin, pour estimer les épaisseurs de sédiments stockés dans le fond de vallée, une analyse détaillée du profil en long du Peynin a été réalisée durant l'été 2016. Cette dernière a été menée en prenant en compte les contraintes liées à la nature et à la résistance des roches ainsi que les contraintes latérales exercées sur le chenal du Peynin par les cônes de déjection, les glissements de terrain et les tassements rocheux. Au total, 5 058 indications d'épaisseur ont été renseignées sous la forme de points sur ArcGIS® (fig. 4). Ces points ont permis de produire un raster figurant les épaisseurs de sédiments *via* l'utilisation de l'outil « krigeage » d'ArcGIS®. Les épaisseurs résultant de l'interprétation des trois profils sismiques ont été intégrées dans le processus de modélisation afin de contraindre l'interprétation des épaisseurs.

4. Résultats

4.1. Distribution spatiale des stocks sédimentaires dans le bassin du Peynin

Spatialement, les principaux stocks sédimentaires sont constitués par les complexes de glissements de terrain (44 %) et les éboulis (28 %). Viennent ensuite les dépôts d'éboulement (4 %), les cônes de déjection (4 %) et enfin, les surfaces d'accumulation torrentielles (1 %) (tab. 1). Les complexes de glissements de terrain dominant l'adret du Peynin en raison du pendage des schistes et de la présence de niveaux argileux. Ces complexes associent de vastes glissements translationnels et des glissements rotationnels de moindre ampleur, emboîtés dans les précédents. Ces ensembles glissés sont drapés par une couverture peu épaisse mais continue d'éboulis, de régolithe et de dépôts morainiques remaniés, soumis à une solifluxion active. De cet emboîtement morpho-sédimentaire résulte une instabilité potentielle de l'ensemble du versant (Tricart, 2003). Les tabliers et les cônes d'éboulis, en très grande partie hérités des réajustements postglaciaires, occupent presque toute la surface amont du bassin (fig. 8). Par comparaison, les dépôts d'éboulement occupent des surfaces plus restreintes. Le plus important de ces dépôts est situé en rive gauche du Peynin, en contrebas de la crête du Mourre Froid. La zone de rupture nette au niveau du cirque alimentant le ravin du Four à Chaux suggère un événement rapide (fig. 8). Les masses rocheuses déplacées ont conservé une résistance à l'érosion proche de leur état initial (en place). En contrebas des ravins qui strient le versant de rive gauche du Peynin, de nombreux cônes de déjection se sont développés (fig. 7). Les cônes coalescents de la Peyronnelle et des Trois Arbres sont les plus importants en surface (~57 000 m²). En raison du fort encaissement, il y a peu de plaines d'accumulation dans le bassin (fig. 8). Il n'y a en fait que deux zones propices à l'aggradation.

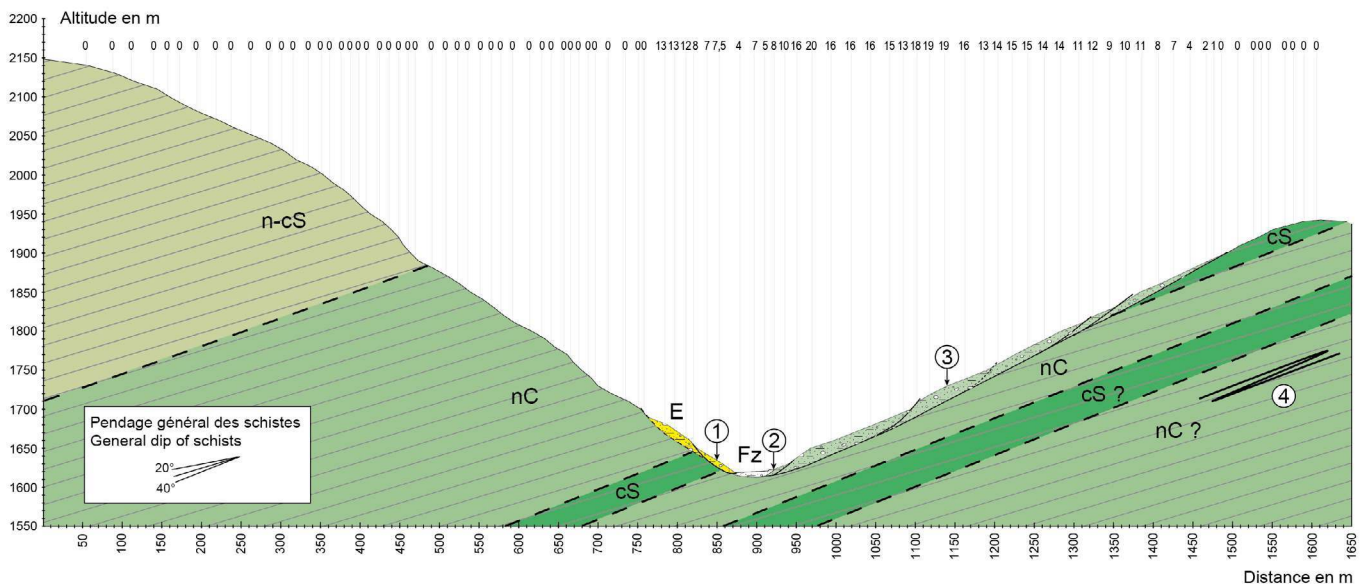


Fig. 7 – Principe et exemple d'application de la méthode basée sur l'interprétation géologique et géomorphologique de profils topographiques transversaux.

N-CS. Calcschistes ; cs. Schistes noirs ; nc. Alternance schisto-calcaire ; GE. Formations de pente composites (éboulis et moraines remaniées) ; Fz. Alluvions ; (1). Glissement-arrachement de bas de versant ; (2). Terrasse de la crue de 1957 ; (3). Glissement translationnel ; (4). Alternance probable de nc et de Cs due au plissement de ces formations lors de l'orogénèse alpine.

Fig. 7 – Example of the method based on the geological and geomorphological interpretation of the 46 topographic cross sections.

N-CS. Calcareous schists ; Cs. Black shales ; nc. Alternating schists and limestones ; GE. Composite soliflucted slope material (scree and moraines) ; Fz. Torrential deposits ; (1). Regressive erosion ; (2). 1957 torrential accumulation ; (3). Translational landslide ; (4). Probable alternation of nc and cs due to the folding of these formations during the alpine orogenesis. The x-axis indicate the altitude in meter and the y-axis indicate the length in meter.

Tab. 1 – Répartition des volumes de sédiments stockés dans le bassin-versant du Peynin.

Stocks sédimentaires	Surface (en m ²)	Surface (en %)	Volume (en m ³) (1)	Volume (en %) (1)	Volume (en m ³) (2)	Volume (en %) (2)
Terrains glissés (dont glissements-arrachements)	6740100	44,2	372700217	84,1	89786178	67,9
Éboulis actifs	3222757	21,1	20480088	4,6	10631498	8,0
Éboulis végétalisés	1109665	7,3	7922562	1,8	5411156	4,1
Dépôts d'éboulement	661877	4,3	31511649	7,1	21025218	15,9
Cônes torrentiels	589272	3,9	9202563	2,1	4718787	3,6
Surface d'accumulation torrentielle (hors cônes)	133529	0,9	1256056	0,3	615745	0,5

1. Volumes calculés d'après l'interpolation des 45 courbes polynomiales ; 2. Volumes calculés d'après l'interprétation géologique et géomorphologique des 46 profils topographiques transversaux et longitudinaux.

Tab. 1 – Distribution of sediment volumes stored in the Peynin catchment.

1. Volumes obtained with the interpolation of the 45 polynomial curves; 2. Volumes obtained with the method based on the geological and geomorphological analysis of the 46 topographic profiles.

La première est située en amont des grands cônes de la Peyronnelle et des Trois Arbres (fig. 8). La seconde plaine d'accumulation se situe à l'aval du bassin, en amont des gorges de raccordement sous-glaciaires. En bordure de cette seconde plaine, on observe des lambeaux relictuels de la terrasse de la crue torrentielle de 1957 d'une période de retour > 100 ans (fig. 8). Ces dépôts n'excèdent guère 2 à 3 m d'épaisseur.

4.2. Détermination de l'épaisseur des formations superficielles

Faute de sondages géotechniques disponibles à proximité immédiate de la zone d'étude, les interprétations géophysiques fournies ci-après reposent essentiellement sur la littérature et les estimations de terrain. En sub-surface, les vitesses de propagation des ondes de compression (V_p) dans les marnes et les schistes non altérés sont communément admises entre 2 000 et 4 500 m/s (Carris et Van Asch, 1991 ; Malet, 2003 ; Grandjean et al., 2006 ; Hibert, 2008 ; Plumelle, 2013 ; Vulliet et al., 2016). Pour des schistes altérés, ces vitesses sont plutôt de l'ordre de 500 m/s à 2 000 m/s comme elles ont été observées sur la commune d'Aiguilles en versant de rive droite du Guil. Dans le cas du Peynin, les roches en place appartiennent à la série des schistes lustrés piémontais, qui sont des roches très replissées, fortement tectonisées et dont le faciès bleuté s'explique par une composition riche en micas. Issues des domaines de hautes pressions, ces roches tendent à se fracturer une fois portées à l'affleurement. La rétro-morphose qui en a résulté puis la décompression post-glaciaire ont aggravé ce phénomène. Les vitesses de propagation des ondes sismiques (V_p) dans les schistes « sains » du Peynin sont donc vraisemblablement plus proches de la fourchette basse des 2 000 m/s que de celle des 4 500 m/s. Les vitesses des ondes P enregistrées dans le Peynin sont d'ailleurs comprises entre 300 m/s et 2 500 m/s (Fig 9). Sur les profils réalisés, quatre couches de vitesse apparaissent : une première, assez fine, avec des vitesses comprises entre 300 m/s et 600 m/s ; une deuxième, plus épaisse, avec des vitesses comprises entre 600 m/s à 1 500 m/s ; une troisième avec des vitesses mesurées entre 1 500 m/s et 2 000 m/s ; une quatrième avec des vitesses supérieures à 2 000 m/s. La première couche, proche de la surface, semble constituée de matériaux fortement remaniés, peu consolidés et très perméables. La deuxième couche semble également constituée de matériaux remaniés mais cette fois plus cohérents, donc moins perméables. La troisième couche semble correspondre à de la roche en place

fracturée et la quatrième au substratum schisteux « sain ». Si l'on suit ce raisonnement, le substratum a vraisemblablement été atteint pour le profil n° 1 à une profondeur de 7,5 m (fig. 9A). Pour le profil n° 2 (fig. 9B), celui-ci serait atteint à environ 11 m de profondeur. En revanche, pour le profil n° 3 (fig. 9C), le substratum ne semble pas atteint. Les sensibilités calculées dans la partie supérieure du profil n° 1 (fig. 9A) et dans la partie inférieure du profil n° 3 (fig. 9C) sont faibles et ne permettent pas de disposer de résultats fiables pouvant être pris en compte dans l'interprétation (fig. 10A, C). Sur le profil n° 2, l'organisation verticale des vitesses sismiques peut être associée à la structure en marches d'escalier d'un glissement rotationnel (fig. 9B), ce que tend à confirmer les observations de terrain. Sur le profil n° 3 (fig. 9C), les noyaux de V_p plus élevés inclus dans la seconde couche pourraient s'expliquer par la présence de blocs issus de tassements rocheux (fig. 2).

4.3. Cartographie des épaisseurs de sédiments et estimation des volumes stockés

4.3.1. Description des épaisseurs de sédiments

Pour chaque profil extrait du MNT actuel, 4 courbes polynomiales d'ordre 2 à 5 ont été calculées. Seules les courbes polynomiales les plus proches de la topographie actuelle du bassin ont été retenues pour la suite de l'analyse (tab. 2). Avec l'outil « krigage » d'ArcGIS®, un « MNT bedrock » (fig. 11A-B) a été produit par interpolation des valeurs altitudinales et longitudinales des 45 courbes polynomiales validées. Après soustraction du « MNT bedrock » au MNT actuel, une première cartographie des épaisseurs de sédiments a été établie (fig. 11A-B). Elle affiche des résultats contrastés. Les valeurs d'épaisseur de sédiments obtenues sont comprises entre 0 et 217,7 m, avec une moyenne de 30,2 m. L'essentiel des sédiments apparaît stocké sur le versant de rive droite du Peynin (fig. 11B). Les valeurs d'épaisseur les plus importantes (> 150 m) sont situées sur ce versant à hauteur des profils 22, 23, 24 et 28 (fig. 11A). Sur le versant de rive gauche du Peynin, les valeurs d'épaisseur les plus fortes ont été calculées entre les profils 8 à 13 et 16 à 22 (fig. 11A-B). Les épaisseurs calculées ont permis une première estimation des volumes totaux de sédiments stockés dans le bassin du Peynin à ~0,460 km³. Si l'on se réfère aux entités délimitées par la carte géomorphologique (fig. 8), on obtient la répartition suivante : ~80 % (78,88 %) des sédiments sont stockés dans le complexe de glissements de terrain sur le versant de rive droite du Peynin et ~7 % (6,86 %) des sédiments sont

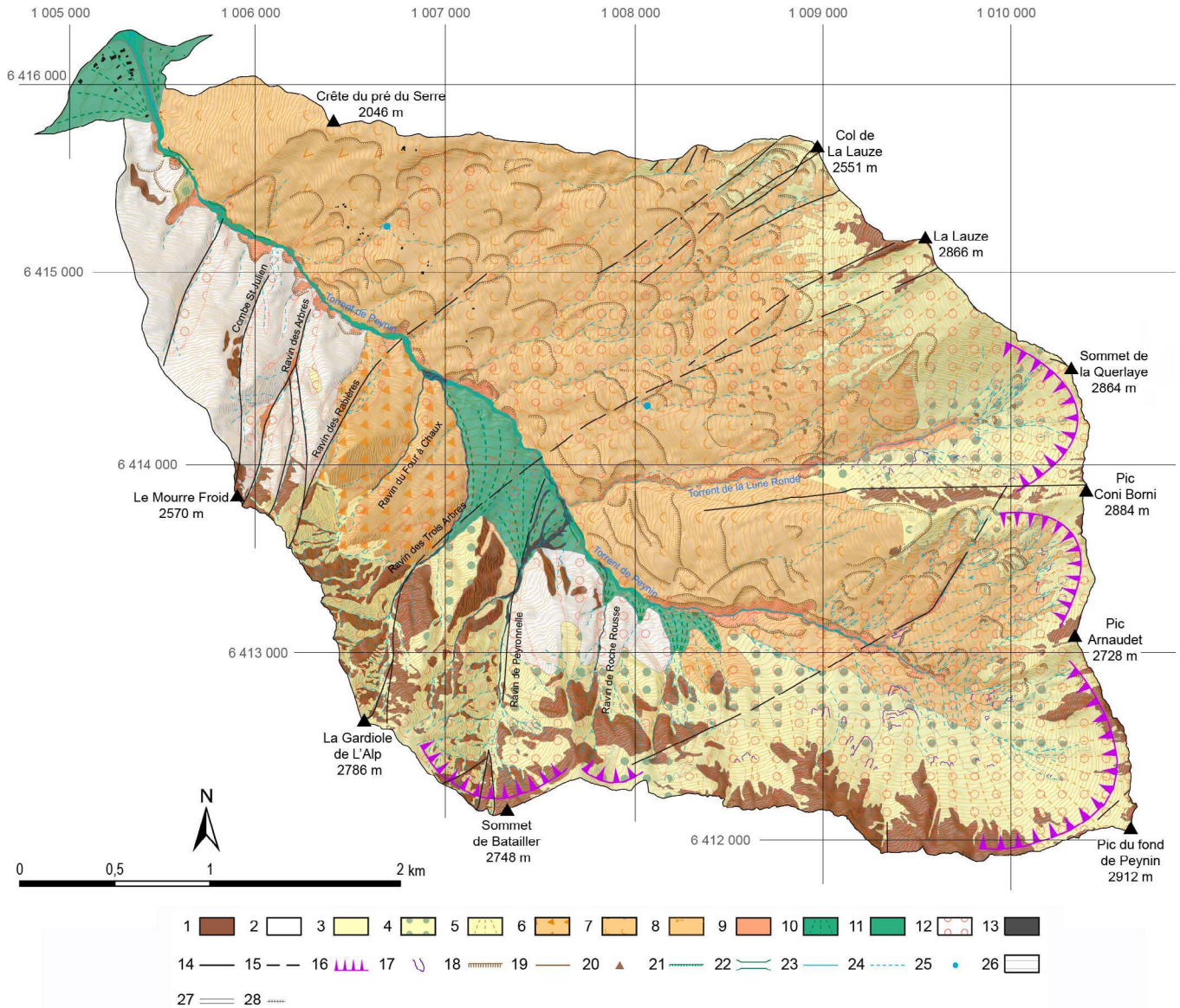


Fig. 8 – Carte géomorphologique du Peynin d’après des figurés inspirés de la légende de l’UNIL (Schoeneich, 1993).

1. Affleurements rocheux ; 2. Absence de formation superficielle ; 3. Éboulis ; 4. Éboulis végétalisés ; 5. Tabliers d’ébouilts actifs ; 6. Dépôts d’éboulement ; 7. Terrains glissés ; 8. Tassements rocheux ; 9. Glissements–arrachements de bas de versant ; 10. Cônes torrentiels ; 11. Surface d’accumulation torrentielle ; 12. Emprises des avalanches ; 13. Dépôts de laves torrentielles de 2000 et 2015 ; 14. Failles ; 15. Failles supposées ; 16. Cirques glaciaires ; 17. Loupes de solifluxion ; 18. Niches d’arrachement ; 19. Fronts de glissements ; 20. Blocs ébouilés ; 21. Rebords de terrasse – crue de 1957 ; 22. Gorges ; 23. Cours d’eau ; 24. Cours d’eau temporaires ; 25. Sources ; 26. Espace ludique d’Aiguilles – piste de luge, terrain de snowboard et VTT, remontée mécanique etc. ; 27. Dignes non maçonnées ; 28. Seuil temporaire. Les coordonnées géographiques de la carte sont exprimées en Lambert 93.

Fig. 8 – Geomorphological map of the Peynin catchment. The legend is inspired from UNIL work (Schoeneich, 1993).

1. Rocky outcrop ; 2. No surficial formations ; 3. Active scree ; 4. Vegetation covered scree ; 5. Active talus and aprons ; 6. Collapsed material ; 7. Translational landslide deposits ; 8. Block slide ; 9. Regressive erosion ; 10. Torrential fans ; 11. Torrential accumulation ; 12. Snow avalanche area ; 13. 2000 and 2015 debris –flow deposits ; 14. Faults ; 15. Supposed faults ; 16. Glacial cirques ; 17. Solifluction forms ; 18. Landslide scars ; 19. Landslide fronts ; 20. Block collapse ; 21. Torrential accumulation – 1957 flood ; 22. Canyon ; 23. Streams ; 24. Temporary streams ; 25. Sources ; 26. Aiguilles recreation area – sled track ; snowboard and mountain bike park, ski lift, etc. ; 27. Embankment ; 28. Temporary threshold. The geographical coordinates of the map are expressed in Lambert 93.

stockés dans les dépôts d’éboulement sur le versant de rive gauche du Peynin. Près de 5 % (4,95 %) des sédiments sont stockés au sein des tabliers d’ébouilts dans les parties amont du versant et ~2 % dans les cônes de déjection en contrebas des ravins torrentiels.

4.3.2. Variabilité des épaisseurs de sédiments

4 870 valeurs d’épaisseurs ont été mesurées suite à l’interprétation géologique et géomorphologique des profils extraits du MNT actuel (fig. 4). Ces valeurs, interpolées avec l’outil « krigeage » d’ArcGIS®, ont permis de générer une seconde carte des épaisseurs de sédiments

stockés dans le bassin (fig. 12A-B). Les valeurs d’épaisseur sont comprises entre 0 et 68,8 m pour une moyenne de 8,7 m. Leur répartition permet de dégager deux ensembles : (i) dans la partie centrale du versant de rive gauche, entre les profils 15 et 23 et (ii) dans la partie inférieure du versant de rive droite, entre les profils 9 et 33 (fig. 12B). Le premier ensemble représente les matériaux issus de l’éboulement (fig. 8) et ceux stockés dans les cônes de déjections de la Peyronnelle et des Trois Arbres (fig. 8). On observe les valeurs d’épaisseur les plus élevées du modèle (> 50 m) dans les dépôts d’éboulement. Le second ensemble illustre les matériaux glissés du versant de rive droite, plus épais en pied de versant qu’à

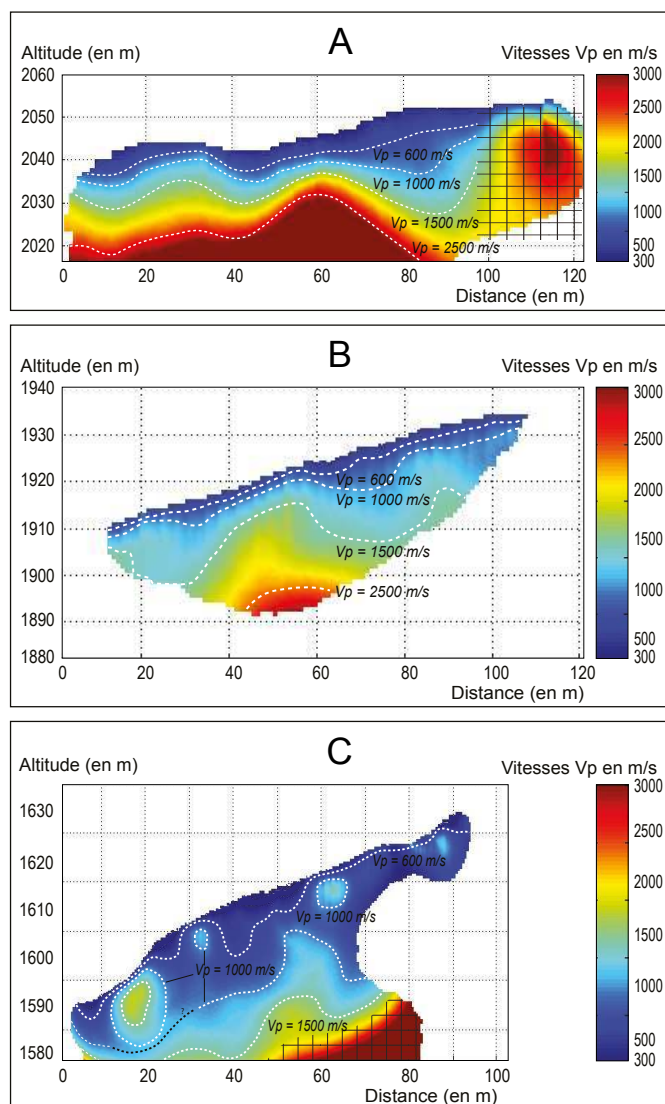


Fig. 9 – Résultats de l'inversion des vitesses (V_p) acquises par sismique réfraction dans le bassin du Peynin (algorithme Q-N).

Les zones hachurées correspondent aux valeurs exclues de l'analyse en raison de leur poids de Fresnel. A : Profil sismique n° 1. B : Profil sismique n° 2. C : Profil sismique n° 3.

Fig. 9 – Inverted velocities (V_p) of the three seismic refraction profiles measured in the Peynin catchment (Q-N algorithm).

The shaded areas correspond to the values excluded from the analysis due to their Fresnel weight. A: Seismic profile #1. B: Seismic profile #2. C: Seismic profile #3.

proximité des crêtes (fig. 8). Le volume total des sédiments stockés dans le bassin est estimé à $\sim 0,135 \text{ km}^3$ (fig. 12A-B). Si l'on se réfère aux entités délimitées par la carte géomorphologique (fig. 8), on obtient la répartition suivante : $\sim 70 \%$ (67,22 %) des sédiments sont stockés dans le complexe de glissements de terrain sur le versant de rive droite du Peynin alors que $\sim 16 \%$ (15,86 %) des sédiments sont stockés dans les dépôts d'éboulement sur le versant de rive droite du Peynin. Près de 9 % (9,06 %) des sédiments sont stockés au sein des tabliers d'éboulis dans les parties amont du versant et $\sim 3,5 \%$ (3,52 %) des sédiments sont stockés dans les cônes de déjection, en contrebas des ravins torrentiels.

4.3.3. Analyse comparative des résultats

Les deux modèles produits affichent des résultats contrastés en termes d'amplitude et de répartition des valeurs d'épaisseur

calculées. Les épaisseurs moyennes et maximales obtenues *via* la modélisation du toit supposé du substratum rocheux sont 3 fois supérieures aux valeurs obtenues par l'analyse géologique et l'interprétation géomorphologique des formations superficielles (fig. 11-12). Ces écarts se répercutent sur les estimations des volumes totaux de sédiments stockés dans le bassin. Selon la méthode employée, les volumes calculés varient du simple au triple. La répartition des épaisseurs de sédiments suggère certaines similitudes entre les deux modèles. Dans les deux cas, l'essentiel des sédiments apparaît stocké dans les dépôts glissés du versant de rive droite et dans les dépôts d'éboulement du versant de rive gauche (fig. 8, 11-12). À l'échelle du versant, les logiques de répartition sont pourtant très différentes. Les espaces où le modèle géostatistique indique des épaisseurs de sédiments élevées ($> 50 \text{ m}$) coïncident avec les espaces où les différences entre les deux modèles sont les plus fortes (fig. 13). Les différences d'épaisseur sont importantes sur la quasi-totalité du versant de rive droite et sur la partie aval du

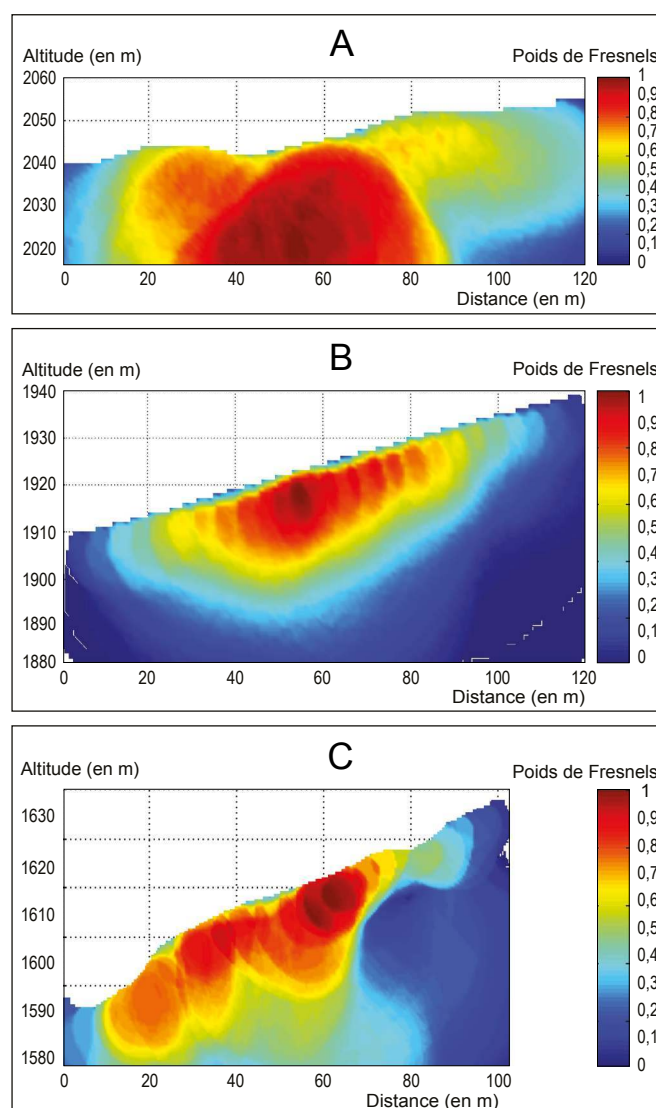


Fig. 10 – Volumes de Fresnel calculés pour les profils de sismique réfraction inversés.

A : Profil sismique n° 1. B : Profil sismique n° 2. C : Profil sismique n° 3.

Fig. 10 – Fresnel volumes calculated for the three inverted seismic refraction profiles.

A: Seismic profile #1. B: Seismic profile #2. C: Seismic profile #3.

Tab. 2 – Polynômes retenus pour l'analyse morphométrique des épaisseurs de sédiments.

Tab. 2 – Polynomials used in the morphometric analysis of sediment thickness.

PT	PR	PT	PR	PT	PR	PT	PR
C2	3	C13	4	C24	3	C35	4
C3	2	C14	3	C25	3	C36	3
C4	4	C15	4	C26	3	C37	3
C5	2	C16	4	C27	3	C38	4
C6	4	C17	4	C28	4	C39	4
C7	4	C18	4	C29	3	C40	4
C8	4	C19	4	C30	2	C41	3
C9	4	C20	3	C31	4	C42	4
C10	4	C21	4	C32	3	C43	3
C11	4	C22	4	C33	2	C44	2
C12	4	C23	4	C34	3	C45	4
						C46	2

PT. Profil topographique ; PR. Polynôme retenu.

PT. Topographic profile; PR. Polynomial selected.

versant de rive gauche (fig. 13). Ces différences sont maximales dans les parties hautes du versant de rive droite (fig. 14). La comparaison entre les deux modèles montre une répartition plus cohérente des épaisseurs de sédiments dans le cas du modèle géomorphologique (fig. 13-14). Les écarts types calculés montrent une forte dispersion des valeurs d'épaisseur pour les deux modèles (fig. 11-12) mais, avec un écart type de 10,4 (contre 39,4 pour le modèle géostatistique), le modèle géomorphologique apparaît statistiquement plus homogène (fig. 11-12). Les grands ensembles glissés du versant de rive droite y apparaissent plus nettement, de même que les dépôts éboulés du versant de rive gauche et les cônes coalescents de la Peyronnelle et des Trois Arbres.

5. Discussion

La modélisation résultant de l'interpolation des courbes polynomiales montre des valeurs d'épaisseur élevées en comparaison avec celles obtenues par l'approche géomorphologique (fig. 13-14). Au vu des connaissances accumulées sur la géologie du Peynin, les fortes épaisseurs modélisées sur le versant de rive droite (> 100 m) apparaissent peu vraisemblables (fig. 11). L'orientation de la vallée du Peynin est perpendiculaire au pendage des schistes et les pendages mesurés sur le versant de rive droite présentent des similitudes avec ceux mesurés dans les roches en place (fig. 2, 8). Dans ces conditions, la présence d'une couche épaisse de matériaux détritiques en rive droite du Peynin est à exclure. L'hypothèse selon laquelle le bassin présente une morphologie typiquement glaciaire, masquée en rive droite par les formations superficielles, ne semble donc pas se confirmer. Les fortes valeurs d'épaisseur relevées sur le versant de rive droite apparaissent influencées par seulement quelques profils, *i.e.* n° 15, n° 20, n° 22, n° 23, n° 24 et n° 28 (fig. 11). Les valeurs extrêmes sont donc liées avant tout aux polynômes sélectionnés (tab. 1). Des incertitudes de même nature ont été observées par Shroder et al. (1999), Schrott et al. (2003) et Otto et al. (2008). Dans le cas du Peynin, on peut interpréter les fortes épaisseurs du versant de rive droite comme des surestimations dues au manque d'affleurements géologiques

sur lesquels appuyer l'interpolation des polynômes. Si la méthode des polynômes semble efficace pour représenter le versant de rive gauche du Peynin, elle apparaît peu adaptée pour représenter le versant de rive droite, faute de points de calage.

La modélisation résultant de l'interprétation géologique et géomorphologique des 46 profils topographiques semble plus réaliste (fig. 12, 14). Les résultats montrent une distribution des épaisseurs conforme avec les formes identifiées sur la carte géomorphologique (fig. 8, 12). La répartition des épaisseurs à l'échelle du bassin est plus homogène (fig. 13) et permet une réduction des artefacts liés à l'interpolation des valeurs d'épaisseur (puits et valeurs aberrantes). En contrepartie, cette méthode présente des limites. Elle est ainsi nettement plus longue à mettre en œuvre que la méthode des polynômes. Plusieurs étapes ne peuvent être automatisées : cartographie géologique et géomorphologique, interprétation des profils, mesures des épaisseurs, homogénéisation des résultats et implantation des valeurs d'épaisseur dans un SIG. Par ailleurs, l'utilisation de cette méthode nécessite une connaissance approfondie du terrain d'étude afin de limiter les incertitudes liées à la méthodologie. Cette méthode relève de l'approche experte et s'appuie sur des postulats pas toujours faciles à vérifier. Sur le versant de rive droite affecté par de vastes glissements de terrain, il a parfois été difficile d'estimer précisément l'épaisseur des formations superficielles. Il est donc possible qu'une partie des épaisseurs évaluées soit sous-estimée.

Les épaisseurs moyennes estimées pour le Peynin sont du même ordre de grandeur que celles calculées pour la vallée du Rheintal par Schrott et al. (2003), Otto (2006), et Otto et al. (2009). En l'état, les deux méthodes utilisées restent cependant difficiles à valider. Il était donc préférable de donner un intervalle plutôt qu'une valeur unique. On retiendra comme borne supérieure de cet intervalle les résultats obtenus à travers l'interpolation des courbes polynomiales, et comme borne inférieure les résultats obtenus par interprétation géologique et géomorphologique. Des modifications d'ordre méthodologique pourraient permettre une représentation plus fidèle de la morphologie du bassin du Peynin. Les travaux futurs s'orienteront vers l'élaboration d'un modèle géostatistique hybride présentant une forme hyperbolique en rive gauche et une forme rectiligne en rive droite (avec un angle conforme au pendage des schistes). De plus, les profils réalisés dans cette étude suivent un échantillonnage spatial homogène et rectiligne (profils parallèles). Or, dans le cas du Peynin, il semble que les processus géomorphologiques (*via* le relais de processus d'érosion, transfert et accumulation) s'organisent préférentiellement selon une logique amont/aval. L'analyse de profils réalisés dans le sens de la plus grande pente, plutôt que découlant d'un découpage arbitraire, devrait permettre de préciser la géométrie du sous-sol. Enfin, un sondage placé à proximité du profil de sismique réfraction n° 1 pourrait améliorer les résultats de l'analyse géophysique en permettant une meilleure corrélation des vitesses V_p avec les différentes strates du sous-sol du Peynin.

6. Conclusions

L'objectif de ce travail était double : (i) caractériser les stocks sédimentaires du Peynin, et (ii) en évaluer leur surface, leur épaisseur puis leur volume. La principale originalité de ce travail réside dans l'utilisation de deux modèles morphométriques d'orientations différentes pour y parvenir. Le premier modèle repose sur des concepts statistiques. Il est fondé sur l'interpolation de 45 courbes polynomiales représentant le plancher rocheux du bassin du Peynin. Le second s'appuie sur les observations de terrain. Il est basé sur l'interprétation géologique et géomorphologique de 46 profils

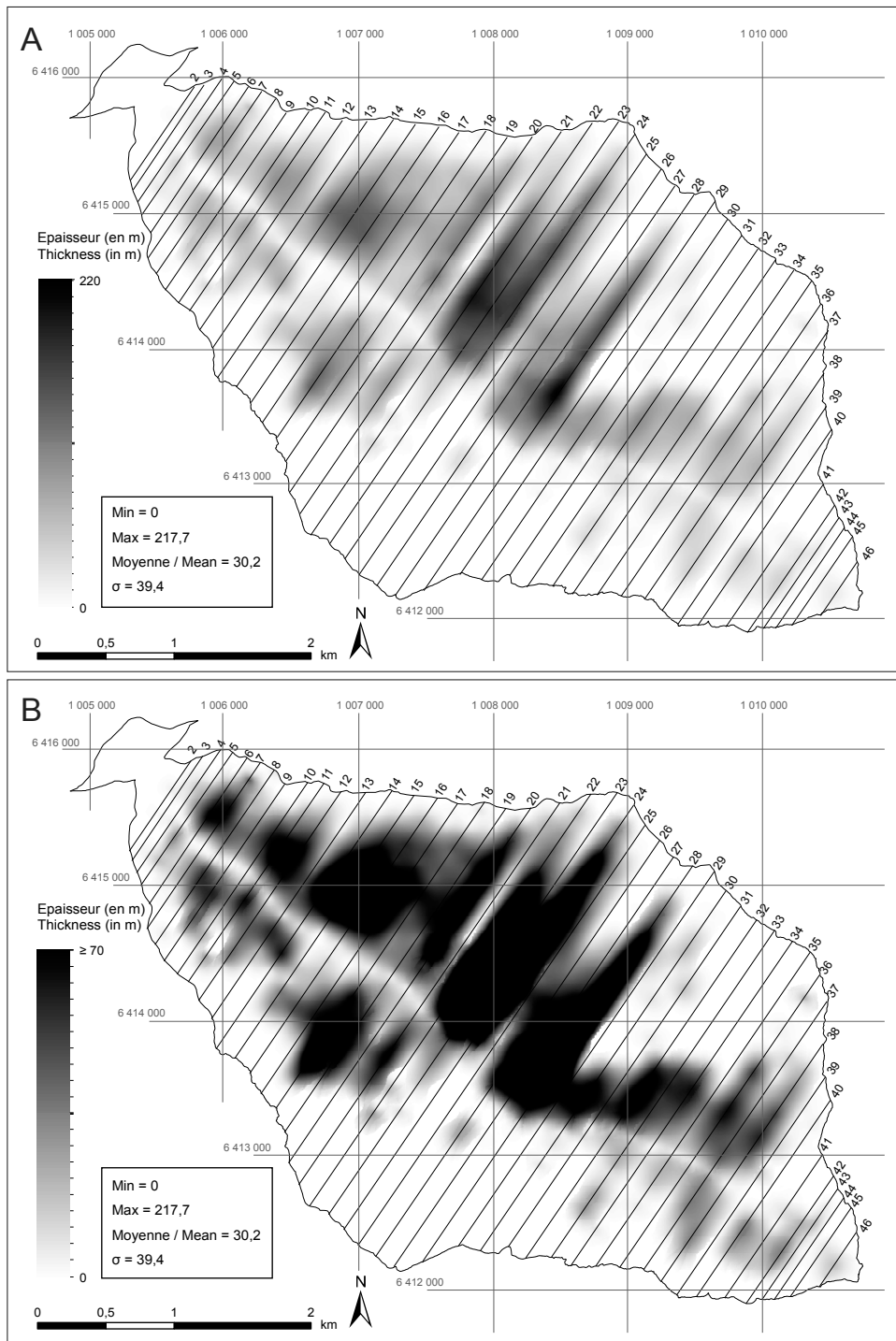


Fig. 11 – Cartographie des épaisseurs de sédiments modélisées d’après l’interpolation des 45 courbes polynomiales (méthode « Krigage »).

A : Sur une échelle de 0 à 220 m d’épaisseur. B : Sur une échelle de 0 à 80 m. Les coordonnées géographiques de la carte sont exprimées en Lambert 93.

Fig. 11 – Sediment thickness map obtained with the 45 interpolated polynomial curves (« Kriging » method).

A: On a scale from 0 to 220 m. B: On a scale from 0 to 80 m. The geographical coordinates of the map are expressed in Lambert 93.

topographiques. Trois profils de sismique réfraction ont été produits puis interprétés afin d’orienter le choix des polynômes à conserver et d’aider à l’interprétation géologique et géomorphologique des profils. Les deux méthodes montrent des résultats contrastés. Le modèle élaboré à l’aide des courbes polynomiales indique des épaisseurs moyennes de ~30 m contre ~9 m pour le modèle issu de l’interprétation géologique et géomorphologique. Les volumes totaux de sédiments stockés dans le Peynin ont été évalués à respectivement 0,460 km³ et 0,135 km³. Dans les deux cas, l’essentiel des sédiments est stocké sur le versant de rive droite du Peynin, dans les complexes de glissements de terrain. Les autres stocks sédimentaires sont formés par les dépôts d’éboulement, les tabliers d’ébouillis et les cônes de déjection. L’analyse comparative des

résultats montre une répartition plus cohérente des sédiments pour le modèle issu des interprétations géologique et géomorphologique. En dépit d’une répartition des sédiments moins fine et de probables surestimations, le modèle fondé sur les polynômes présente l’avantage d’être plus facile et plus rapide à mettre en œuvre. Les deux modèles restent cependant difficiles à valider en l’absence de sondages directs. Le choix a donc été fait de conserver les deux estimations pour proposer un intervalle aux volumes sédimentaires stockés dans le bassin du Peynin. Les connaissances acquises vont contribuer aux études en cours sur le Peynin, qui visent à analyser la connectivité fonctionnelle des stocks sédimentaires et à établir un budget sédimentaire à 20 ans. À terme, ces travaux devraient permettre une meilleure gestion du bassin en renseignant les

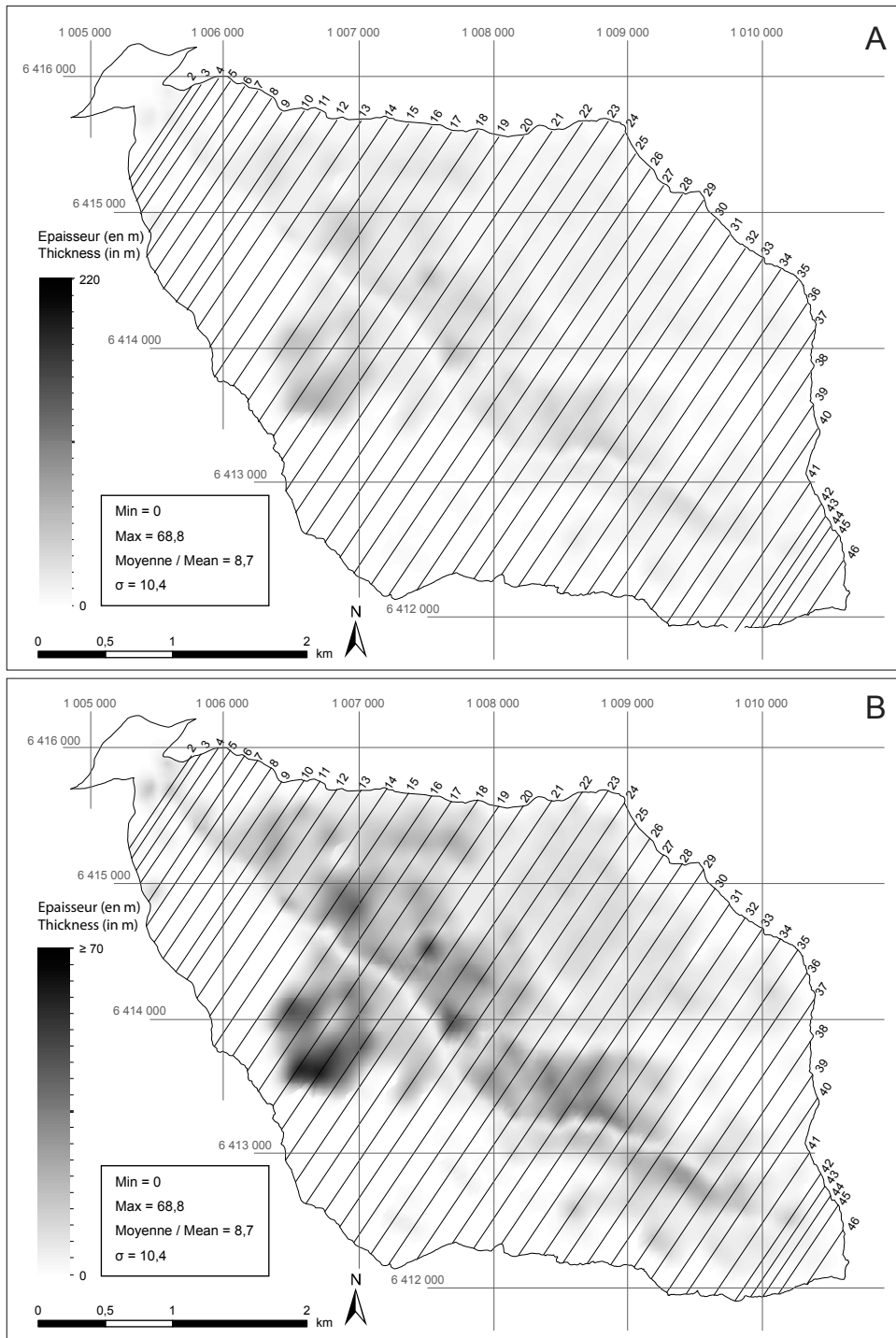


Fig. 12 – Cartographie des épaisseurs de sédiments modélisées d’après l’interprétation géologique et géomorphologique des 46 profils topographiques transversaux et longitudinaux (méthode « Krigage »).

A : Sur une échelle de 0 à 220 m d’épaisseur.
B : Sur une échelle de 0 à 80 m. Les coordonnées géographiques de la carte sont exprimées en Lambert 93.

Fig. 12 – Sediment thickness map obtained with the 46 topographic cross sections interpreted according to geology and geomorphology (« Kriging » method).

A: On a scale from 0 to 220 m. B: On a scale from 0 to 80 m. The geographical coordinates of the map are expressed in Lambert 93.

gestionnaires locaux sur les volumes de matériaux potentiellement exportés par les crues BFHM. Ils pourraient notamment servir à calibrer de futurs ouvrages de protection sur le cône torrentiel du Peynin. Sur le plan méthodologique, les réflexions menées sur la quantification du remblaiement sédimentaire des bassins versants montagnards devraient permettre une amélioration des techniques de modélisation.

Remerciements

Le travail présenté dans cet article s’inscrit dans le cadre, plus vaste, du projet de recherche ANR 12-SENV-0004, SAMCO (Society Adaptation for coping with Mountain risks in a global

change Context). Nous tenons à remercier l’ANR ainsi que l’ensemble de nos collaborateurs (BRGM, IPGS-UMR 7516, IRSTEA, LIVE-UMR 7362, PRODIG-UMR 8586, GEODE-UMR 5602 et GEO-HYD) pour leur aide tant matérielle et financière qu’intellectuelle et humaine. Nous remercions Pierrick Bornemann, Alexandre Remaître, Gaëlle Rigoudy et Juliette Trautmann (EOST) pour leur aide précieuse sur le terrain lors des acquisitions sismiques. Nos remerciements vont aussi aux responsables des communes queyrassines, en particulier à Serge Laurent et Pascal Girault (Aiguilles) pour leur aide et leur intérêt pour nos travaux. Dans le même esprit, nous souhaitons remercier nos correspondants du Parc Naturel Régional du Queyras, en particulier Bérangère Charnay et Xavier Bletterie.

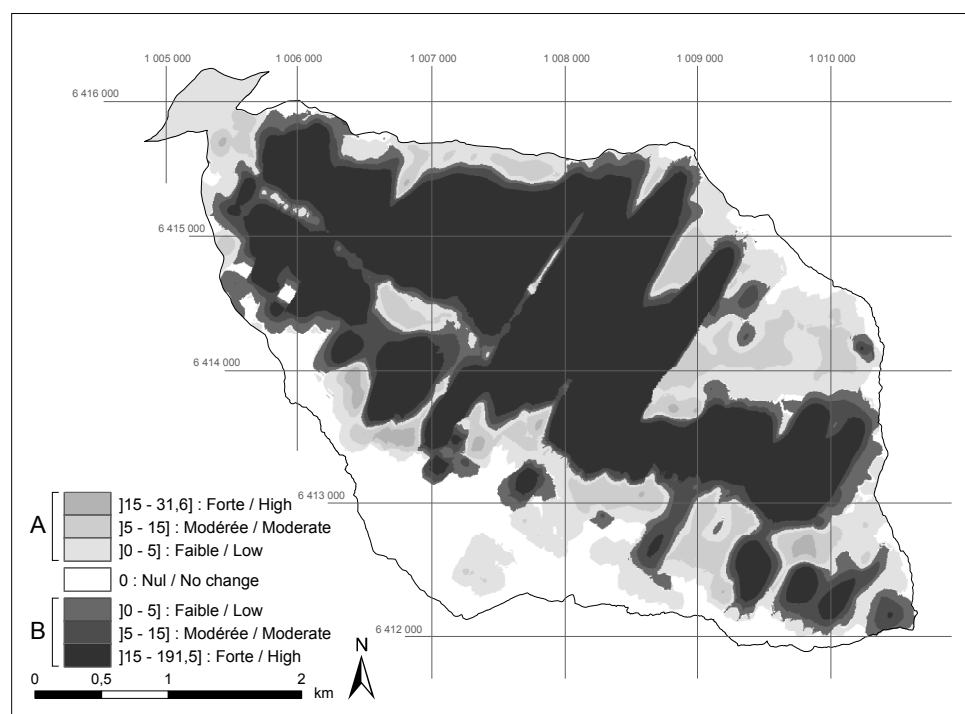


Fig. 13 – Comparaison des épaisseurs de sédiments obtenues à l'aide des méthodes géostatistiques et géomorphologiques.

A : Zones où le modèle géomorphologique présente des épaisseurs supérieures au modèle géostatistique et différences d'épaisseur en mètres. B : Zones où le modèle géostatistique présente des épaisseurs supérieures au modèle géomorphologique et différences d'épaisseur en mètres. Les coordonnées géographiques de la carte sont exprimées en Lambert 93.

Fig. 13 – Comparison of sediment thickness obtained using the polynomial and the geomorphological methods.

A: Areas where the geomorphologic model presents thicknesses greater than the geostatistical model and differences of thickness in metres. B: Areas where the geostatistical model present thicknesses greater than the geomorphologic model and differences of thickness in metres. The geographical coordinates of the map are expressed in Lambert 93. The geographical coordinates of the map are expressed in Lambert 93.

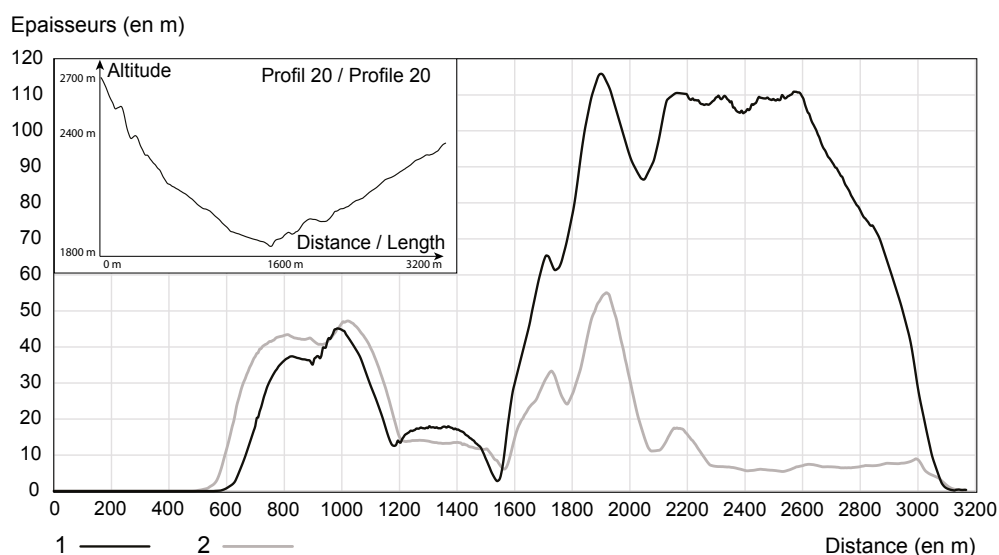


Fig. 14 – Confrontation sur un même profil des épaisseurs de sédiments estimées à l'aide des deux modèles.

1. Épaisseurs calculées par modélisation du toit supposé du substratum ; 2. Épaisseurs calculées par interprétation géomorphologique et géologique.

Fig. 14 – Confrontation on the same profile of sediments thicknesses modelled by the two models.

1. Thicknesses obtained by modelling the supposed bedrock roof; 2. Thicknesses obtained by geomorphological and geological interpretation. The x-axis indicate the thickness in meter and the y-axis indicate the length in meter.

Références

- Arnaud-Fassetta G., Fort M. (2004)** – La part respective des facteurs hydroclimatiques et anthropiques dans l'évolution récente (1956-2000) de la bande active du Haut Guil, Queyras, Alpes françaises du sud. *Méditerranée*, 102 (1-2), 143-156.
DOI : 10.3406/medit.2004.3350
- Arnaud-Fassetta G., Cossart E., Fort M. (2005)** – Hydrogeomorphic hazards and impact of man-made structures during the catastrophic flood of June 2000 in the Upper Guil catchment (Queyras, French Alps). *Geomorphology*, 66, 41-67.
DOI : 10.1016/j.geomorph.2004.03.014
- Augustinius P.C. (1992)** – The influence of rock mass strength on glacial valley cross-profile morphometry: a case study from the Southern Alps, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17, 39-51.
DOI : 10.1002/esp.3290170104
- Besson O., Rouiller J.D., Frei W., Masson H. (1991)** – Campagne de sismique-réflexion dans la vallée du Rhône entre Sion et Martigny, Suisse. *Bulletin La Murlthienne*, 109, 45-63.
- Brotto R. (1982)** – Evolution morphogénique du bassin versant du Guil au cours du Quaternaire récent. Thèse de doctorat de 3^{ème} cycle, Université d'Aix-Marseille II, 201 p.
- Campbell D., Church M. (2003)** – Reconnaissance sediment budgets for Lynn Valley, British Columbia: Holocene and contemporary time scales. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40, 701-713.
DOI : 10.1139/e03-012
- Carris J., Van Asch T.W.J. (1991)** – Geophysical, geotechnical and hydrological investigations of a small landslide in the French Alps. *Engineering Geology*, 31 (3-4), 249-276.
DOI : 10.1016/0013-7952(1)90011-9

- Cossart E., Boulrès D., Braucher R., Carcaillet J., Fort M., Siame L. (2011)** – L'englacement du haut bassin durancien (Alpes françaises du sud) du Dernier Maximum Glaciaire à l'Holocène : synthèse chronologique. *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 17 (2), 123-142.
DOI : 10.4000/geomorphologie.9336
- Cossart E., Fort M. (2008)** – Consequences of landslide dams on alpine river valleys: examples and typology from the French Southern Alps. *Norsk Geografisk Tidsskrift – Norwegian Journal of Geography*, 62, 75-88.
DOI : 10.1080/00291950802094882
- Einhorn B. (2003)** – Budget sédimentaire d'un bassin-versant torrentiel des Alpes du Sud : le haut Guil (Queyras, Hautes Alpes). Mémoire de DEA, Université Paris 7, Diderot, 150 p.
- Fort M., Arnaud-Fassetta G., Cossart E., Beaudouin B., Bourbon C., Debail B., Einhorn B. (2002)** – Impacts et signification hydromorphologique de la crue du Guil de juin 2000 (Haut Queyras). In Delahaye D., Levoy F., Maquaire O. (Eds.): *Geomorphology: from Expert Opinion to Modelling. A tribute to Professor Jean-Claude Flageollet. Proceedings of the Symposium held in Strasbourg, France, on April 26-27 2002*, CERG Editions, 159-166.
- Gance J. (2014)** – Développements méthodologiques en géophysique haute résolution pour la caractérisation hydro-mécanique de glissements de terrain argileux. Thèse de doctorat, Université de Strasbourg, 307 p.
- Gance J., Grandjean G., Samyn K., Malet J.P. (2012)** – Quasi-Newton inversion of seismic first arrivals using source finite bandwidth assumption: application to landslides characterization from velocity and attenuation fields. *Journal of Applied Geophysics*, 87, 94-106.
DOI : 10.1016/j.jappgeo.2012.09.008
- Götz J., Otto J.C., Schrott L. (2013)** – Postglacial sediment storage and rockwall retreat in a semi-closed inneralpine sedimentary basin (Gradenmoos, Hohe Tauern, Austria). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 36, 63-80.
DOI : 10.4461/GFDQ.2013.36.5
- Graf W.L. (1970)** – The geomorphology of the glacial valley cross section. *Arctic and Alpine Research*, 2 (4), 303-312.
DOI : 10.2307/1550243
- Graff K., Viel V., Carlier B., Lissak C., Madelin M., Arnaud-Fassetta G., Fort M. (2018)** – Traçage sédimentaire d'une lave torrentielle dans le bassin de la Peyronnelle (Queyras, Alpes françaises du Sud). *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 24 (1), 43-58.
DOI : 10.4000/geomorphologie.11967
- Grandjean G., Pennetier C., Bitri A., Meric O., Malet J.P. (2006)** – Caractérisation de la structure interne et de l'état hydrique de glissements argilo-marneux par tomographie géophysique : l'exemple du glissement-coulée de Super-Sauze, Alpes du Sud, France. *Comptes Rendus Geoscience*, 338 (9), 587-597.
DOI : 10.1016/j.crte.2006.03.013
- Gratton Y. (2002)** – Le Kriegeage : La méthode optimale d'interpolation spatiale. Les articles de l'Institut d'Analyse Géographique. <http://www.iag.asso.fr>
- Harbor J.M., Wheeler D.A. (1992)** – On the mathematical description of glaciated valley cross sections. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17, 477-485.
DOI : 10.1002/esp.3290170507
- Hibert C. (2008)** – Imagerie géophysique combinée pour la caractérisation des glissements de terrain. Application aux « terres noires » des Alpes de Haute Provence. Rapport de stage, BRGM/RP- 56549-FR, 128 p.
- Hirano M., Aniya M. (1988)** – A rational explanation of cross-profile morphology for glacial valleys and of glacial valley development. *Earth Surface Processes and Landforms*, 13, 707-716.
DOI : 10.1002/esp.3290130805
- Hoffmann T., Schrott L. (2002)** – Modelling sediment thickness and rockwall retreat in an Alpine valley using 2D-seismic refraction (Reintal, Bavarian Alps). *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.* Bd. 127, 175-196.
- Jaboyedoff M., Derron M.H. (2005)** – Integrated risk assessment process for landslides. In Hungr O., Fell R., Couture R., Eberhardt E. (Eds.): *Landslide risk management*, 776 p.
- James L.A. (1996)** – Polynomial and power functions for glacial valley cross section morphology. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21, 413-432.
DOI : 10.1002/(SICI)1096-9837(199605)21:5<413::AID-ESP570>3.0.CO;2-S
- Jorda M., Rosique T. (1994)** – Le Tardiglaciaire des Alpes françaises du Sud. Rythme et modalités des changements biogéomorphoclimatiques. *Quaternaire*, 5 (3-4), 141-149.
DOI : 10.3406/quate.1994.2025
- King C.A.M. (1974)** – Morphometry in glacial geomorphology. In Coates D.R. (Ed.): *Glacial Geomorphology*. State University of New York, Binghamton, 147-162.
DOI : 10.1007/978-94-011-6491-7_5
- Kouliniski V. (2000)** – Étude hydraulique du torrent du Peynin sur son cône de déjection. Publication ETRM, commune d'Aiguilles, 58 p.
- Li Y., Liu G., Cui Z. (2001)** – Glacial valley cross-profile morphology, Tian Shan Mountains, China. *Geomorphology*, 38 (1-2), 153-166.
DOI : 10.1016/S0169-555X(00)00078-7
- Malet J.P. (2003)** – Les glissements de type écoulement dans les marnes noires des Alpes du Sud. Morphologie, fonctionnement et modélisation hydro-mécanique, Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur-Strasbourg I, 364 p.
- Otto J.C. (2006)** – Paraglacial sediment storage quantification in the Turtmann Valley, Swiss Alps. University of Bonn, Germany, 195 p.
- Otto J.C., Goetz J., Schrott L. (2008)** – Sediment storage in Alpine sedimentary systems – quantification and scaling issues. *Sediment Dynamics in Changing Environments (Proceedings of a symposium held in Christchurch, New Zealand, December 2008)*. IAHS Publ. 325, 258-265.
- Otto J.C., Schrott L., Jaboyedoff M., Dikau R. (2009)** – Quantifying sediment storage in a high Alpine valley (Turtmanntal, Switzerland). *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, 1726-1742.
DOI : 10.1002/esp.1856
- Pfiffner O.A., Lehner P., Heitzmann P., Mueller S., Steck A. (1997)** – Deep structure of the Swiss Alps: Results of NRP 20. Birkhäuser Verlag, Basel, 380 p.
- Plumelle C. (2013)** – Théorie et pratique de la géotechnique. Editions Le Moniteur, Coll. Expertise technique, 1018 p.
- Schoeneich P. (1993)** – Comparaison des systèmes de légendes français, allemand et suisse – Principes de la légende IGUL. In Schoeneich P., Reynard E. (Eds.): *Cartographie géomorphologique, cartographie des risques*. Lausanne, Institut de Géographie, Travaux et Recherches, 9, 15-24.
- Schrott L., Adams T. (2002)** – Quantifying sediment storage and Holocene denudation in an Alpine basin, Dolomites, Italy. *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.*–band 128, 129-145.
- Schrott L., Hufschmidt G., Hankammer M., Hoffmann T., Dikau R. (2003)** – Spatial distribution of sediment storage types and quantification of valley fill deposits in an alpine basin, Reintal, Bavarian Alps, Germany. *Geomorphology*, 55, 45-63.

- DOI : 10.1016/S0169-555X(03)00131-4
- Schrott L., Sass O. (2008)** – Application of field geophysics in geomorphology: Advances and limitations exemplified by case studies. *Geomorphology*, 93, 1-2, 55-73.
DOI : 10.1016/j.geomorph.2006.12.024
- Shroder J.F., Scheppy R.A., Bishop M.P. (1999)** – Denudation of Small Alpine Basins, Nanga Parbat Himalaya, Pakistan. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 31 (2), 121-127.
DOI : 10.2307/1552600
- Svensson H. (1959)** – Is the cross-section of a glacial valley a parabola? *Journal of Glaciology*, 3, 362-363.
DOI : 10.3189/S0022143000017032
- Tricart J. (1958)** – Étude de la crue de la mi-juin 1957 dans les vallées du Guil, de l'Ubaye et de la Cerveyrette. *Revue de Géographie Alpine*, 46 (4), 565-627.
DOI : 10.3406/rga.1958.1846
- Tricart J. (1960)** – Quelques données au sujet du rôle de la neige dans la crue du Guil en juin 1957. *Revue de Géographie Alpine*, 48 (2), 333-344.
DOI : 10.3406/rga.1960.1868
- Tricart P. (2003)** – Notice explicative de la carte géologique Aiguilles-Col Saint-Martin 1/50 000. Édition du BRGM, planche 848, 150 p.
- Tricart P., Schwartz S. (2006)** – A north-south section across the Queyras Schistes lustrés (Piedmont zone, western Alps): Syn-collision refolding of a subduction wedge. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 99, 429-442.
DOI : 10.1007/s00015-006-1197-6
- Vulliet L., Laloui L., Zhao J. (2016)** – Mécanique des sols et des roches. *Traité de génie civil*, École Polytechnique Fédérale de Lausanne, Volume 18, 605 p.
- Wheeler D.A. (1984)** – Using parabolas to describe the cross section of glaciated valleys. *Earth Surface Processes and Landforms*, 9, 391-394.
DOI : 10.1002/esp.3290090412
- Woodward D.G. (1985)** – Seismic-refraction study of suspected drift-filled bedrock valleys in Ramsey County, Minnesota. U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigations Report 85-4107, 20 p.

Abridged English Version

Various predisposing factors (schist lithology prone to intense weathering and supplying important volumes of debris, complexity of the hillslope structures, high slope gradient, extreme meteorological events, and strong hillslope-channel connectivity) make the Upper Guil catchment (350 km²) particularly prone to torrential hazards such as floods or debris flows. Mostly triggered by easterly Lombarde episodes (summer Mediterranean rainstorms), these hazards severely have impacted small local communities in the last decades. The observed damage are mainly related to the sediment transport (fine sediments and metric boulders) in the torrential streams, as for instance in 1948 and 1957, and more recently in 2000, 2008 and 2010. A study was undertaken in 2014 to estimate the sediment volumes potentially mobilized during high-magnitude flood events on the Peynin catchment reaching about 15 km², one of the most representative sub-catchment of the Upper Guil (fig. 1). As part of this work, geomorphological, geological and geophysical investigations were carried out to estimate the amount of sediments stored in the Peynin catchment.

The different sediment storage types were analyzed and mapped from intensive fieldwork and aerial photographs interpretation (fig. 2-3, 8). Two models of sediment thickness are proposed. The first model is inspired by the work of Schrott et al. (2003). It is based on the statistical modelling of the supposed bedrock roof using second to fifth order polynomial functions (fig. 5-6). The result of the model is expressed by a digital elevation model (DEM) of the bedrock, which once removed from the current DEM, provides a map of sediment thicknesses. This model provides a high estimate of the volumes. The second model is field-based and results from the geological and geomorphological analyses of 46 cross-sections (fig. 4, 7). Thicknesses were estimated in accordance with the lithological and geological structures and took into account the characteristics of the different sediment storages. This model supplies a low estimate of the volumes. The two sediment thickness maps were modelled on GIS at 1-m resolution using "kriging" interpolation methods. To constrain our models of sediment thicknesses, three seismic refraction profiles were acquired in the eastern slope of the Peynin catchment (fig. 4, 9-10). Profile #1 is located at the top of the slope (average altitude: 2,040 m) where the thickness of the superficial formations (colluvium and landslides material) was initially the lowest. Profile #2 was carried

out in the middle part of the slope (average altitude: 1,930 m) in an area affected by translational and rotational landslides. Profile #3 was completed at the foot of the slope (average altitude: 1,610 m) where translational landslide deposits are, at first sight, the thickest. Measured P wave's velocities (Vp) were inverted using a Quasi-Newton algorithm with Fresnel volumes as gradient approximation (fig. 10). The interpretation of the Vp speeds cannot be entirely confirmed because we could not complete geotechnical survey to constrain the profiles.

In terms of surface (tab. 1), the main sediments storages are composed of landslide materials (44%) and talus screes (28%), followed by collapse deposits (4%), alluvial fans (4%) and torrential accumulation surfaces (1%). According to the model used, estimates of sediment volumes stored in the Peynin catchment vary from 1 to 3. Volumes are estimated at 0.46 x 10³.m³ (high estimate) using the first model (fig. 11), and at 0.13 x 10³.m³ (low estimate) using the second model (fig. 12). They correspond to an average sediment thickness of approximately 30 m for the first model, and 9 m for the second one. In both cases, landslide material is the major sediment storage (fig. 8, 11-12). According to our estimates, it represents between 70% and 85% of the volumes stored in the catchment. Other significant sediment storages are composed of collapse deposits, screes and alluvial fans. The comparative analysis of the results (fig. 13-14) shows a more coherent distribution of sediments in the model resulting from geological and geomorphological interpretations. The sediment thickness distribution is more homogeneous and is conform to the storages identified on the geomorphological map. However, this method is time consuming and requires a thorough knowledge of the study area. Modelling resulting from the interpolation of the polynomial curves display high thickness values compared to those obtained with the geomorphological approach. High values appear influenced by only a few profiles (fig. 13-14). These are thus related to selected polynomials (tab. 2). We interpret the high thickness values of the right bank slope as over-estimates due to the lack of geological outcrop to support the polynomials interpolation. Despite these overestimates, the model presents the advantage of being easy and fast to implement. The two models remain however difficult to validate in the absence of direct surveys. Thus, we choose to preserve the two estimates to propose an interval of the volumes stored in the Peynin catchment.



For a more accurate representation of the Peynin morphology, future work will focus on the development of a hybrid model with a hyperbolic shape on the left bank and an affine shape on the right bank (with an angle in accordance with the dip of the schists). An analysis of the profiles carried out according to the greatest slope direction rather than an arbitrary cutting, should also help to specify the geometry of the subsoil. A geotechnical survey placed near one the first seismic refraction profile could improve results of geophysical analysis by providing a better correlation of the Vp speeds with the different layers of the subsurface of the Peynin catchment.

Carried in the frame of the ANR SAMCO project, this collaborative work will soon be combined with a connectivity model and then integrated in a sediment budget analysis at 20 years scale to evaluate the volumes of potentially removable sediments considering different scenarios of torrential floods versus precipitation. Once completed, this work will contribute to a better management of the basin by informing local managers on the volumes of materials potentially exported by a high magnitude flood event. More specifically, they could be used to calibrate future protective structures on the Peynin torrential fan.