



**DOCUMENT PUBLIC**

## ***Synthèse des méthodes morphostructurales utilisées pour l'analyse des failles actives***

**Etude réalisée dans le cadre des opérations de Service public du BRGM 2001-RIS-207**

**C. Champion**  
*avec la collaboration de*  
**O. Bellier, M. Terrier**

**novembre 2001**  
**BRGM/RP-51353-FR**



## *Synthèse des méthodes morphostructurales appliquées aux failles actives*

Mots clés : Géomorphologie, néotectonique, méthodes, indices morphométriques.

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

Champion C. avec la collaboration de Bellier O., Terrier M. (2001) : Synthèse des méthodes morphostructurales utilisées pour l'analyse des failles actives, rapport BRGM RP-51353-FR, 90 pp.

© BRGM, 2001, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.

## **Synthèse**

Ce rapport s'intègre dans l'approche méthodologique développée dans l'étude globale sur « la prise en compte des failles actives dans l'aménagement du territoire aux Antilles », objet de la convention MATE/BRGM n°44/99, et du rapport BRGM/RP-51256-FR.

Il présente sous la forme de fiches et sous-fiches, les principales méthodes morphostructurales utilisées pour la reconnaissance des failles actives. Pour chaque méthode, il est précisé le contexte tectonique ainsi que les échelles spatiales et temporelles d'application et la résolution nécessaire à leur utilisation. Le principe, les modalités et les limites d'application ainsi qu'un exemple régional d'application sont ensuite présentés pour chaque indice ou marqueur morphostructural.

Le rapport s'articule autour de cinq parties. Dans une première partie, les moyens d'observation (fiche 1) et de datation (fiche 2) utilisés en géomorphologie sont rapidement présentés. Dans une deuxième partie, les morphologies qui sont associées aux différentes failles sont présentées et illustrées. La troisième partie, qui constitue la plus importante du rapport, présente les différents indices morphométriques utilisés pour identifier les zones actives, alors que la quatrième partie présente les marqueurs morphologiques dont le décalage et la déformation servent à quantifier les déplacements sur les failles (rejets et vitesses). Enfin, en conclusion, un tableau récapitule les différentes méthodes morphostructurales utilisées. Les autres méthodologies utilisées pour l'analyse des failles actives sont présentées afin de mettre en perspective l'analyse morphostructurale dans un schéma global d'étude de l'aléa sismique.



## Sommaire

<b>Introduction</b> .....	<b>7</b>
<b>FICHE 1 - Données utilisées en géomorphologie structurale</b> .....	<b>13</b>
<b>FICHE 2 - Les méthodes de datation</b> .....	<b>17</b>
<b>FICHE 3 - Morphologies associées aux structures actives</b> .....	<b>21</b>
Fiche 3a - Morphologies associées aux décrochements.....	22
Fiche 3b - Morphologies associées aux failles normales .....	23
Fiche 3c - Morphologies associées aux failles inverses.....	25
<b>FICHE 4 - Indices morphométriques de tectonique active</b> .....	<b>27</b>
Fiche 4a - Analyse morphométrique du relief.....	31
Fiche 4b - Profils en long des cours d'eau .....	40
Fiche 4c - Géométrie planaire des réseaux de drainage .....	50
Fiche 4d - Morphologie des fronts de chaîne.....	57
Fiche 4e - Morphologie des escarpements .....	61
<b>FICHE 5 - Déformation de marqueurs géomorphologiques</b> .....	<b>65</b>
Fiche 5a - Terrasses .....	66
Fiche 5b - Surfaces d'aplanissement et de remblaiement .....	72
Fiche 5c - Cônes alluviaux et paléoréseau hydrographique.....	74
<b>Conclusion</b> .....	<b>83</b>



## Introduction

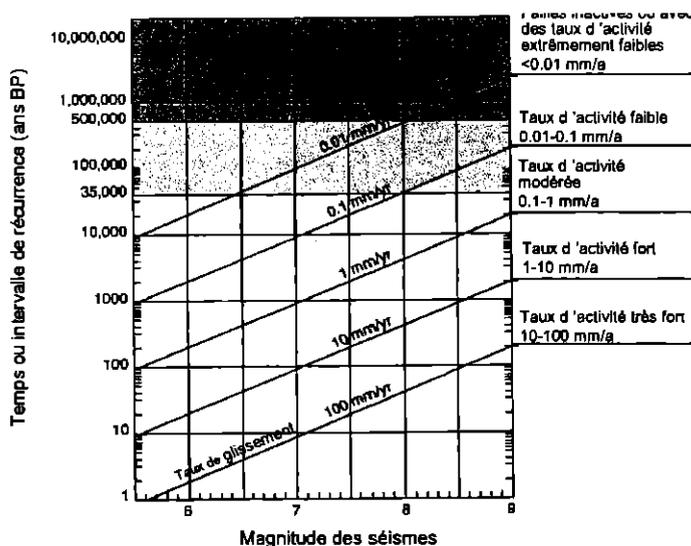
Une *faille active* est une faille qui a joué dans les temps historiques ou géologiques récents depuis l'établissement du régime tectonique actuel (état de contrainte, cinématique et taux de déplacement), et qui est susceptible d'être réactivé par un séisme dans le futur. Concrètement, on considère souvent que les failles actives sont celles qui ont joué dans les derniers 35 000 ans ou qui ont joué plusieurs fois dans les 500 000 dernières années (Slemmons, 1977; Keller and Pinter, 1996).

L'approche *morphostructurale* met en œuvre l'analyse des formes du relief étroitement liées aux structures tectoniques (formes structurales). On parle *formes structurales primitives* pour celles qui sont créées par la seule dynamique interne liée à la mise en place des structures tectoniques, et de *formes structurales dérivées* pour celles qui sont liées aux processus d'érosion différentielle exploitant l'inégalité de résistance des roches mises en contact par les mouvements tectoniques.

La morphogenèse de la surface terrestre, en perpétuelle évolution, résulte des effets induits par les variations climatiques et l'activité tectonique. La topographie (signal morphologique) est en effet le produit de la compétition entre les processus de dynamique interne, qui créent le relief de la surface terrestre, et des processus externes (érosion naturelle et anthropique) qui le détruit.

L'objet de ce rapport est de présenter une synthèse des méthodes morphostructurales qui sont utilisées pour identifier, localiser et quantifier les domaines tectoniques (accidents) actifs.

### 1. CONDITIONS D'APPLICATION DES METHODES MORPHOSTRUCTURALES



Relations entre intervalle de récurrence, taux de glissement et magnitude des séismes, et classification des taux de d'activité tectonique, dans Keller and Pinter, 1996, d'après (Slemmons, 1977).

En fonction de la vitesse de mouvement sur une faille (dont dépendent les temps de récurrence et la magnitude des séismes importants), on classe les failles de faiblement, à

modérément puis à très active. Associées à ces classes d'activité, les évidences morphologiques sont plus ou moins nombreuses et développées (Slemmons, 1977) :

- Très actif (>1 mm/a) : évidences morphologiques nombreuses d'activité tectonique ;
- Modérément actif (0.1-1 mm/a) : évidences morphologiques modérées à bien développées ;
- Peu actif (0.01-0.1 mm/a) : intracontinental : évidences morphologiques rares et dispersées.

L'application des méthodes morphostructurales sera donc efficace dans l'analyse des failles actives principalement dans les domaines très actifs et modérément actifs. Cependant, la sensibilité et l'applicabilité de ces méthodes ne dépend pas uniquement des vitesses tectoniques, mais aussi, et pour une part importante, à la fois des taux d'érosion qui contrôlent la durée d'existence de l'expression morphologique d'un signal tectonique, et de l'homogénéité spatiale et temporelle des autres facteurs contrôlant les processus d'érosion (notamment la lithologie et le climat). Ces derniers contribuent à atténuer le signal tectonique. Quand les conditions sont favorables (climats arides, lithologies homogènes et résistantes), les évidences morphologiques de mouvements très lents peuvent être conservées. Par exemple pour une vitesse de 0.1 mm/an (domaine peu actif), un marqueur Holocène âgé de 10000 an ne sera décalé que de 1m. Dans les régions à climat tempéré, il y a de fortes chances pour que décalage soit effacé par l'érosion, et ne soit donc plus visible dans la topographie. Dans ces contextes tectonique, il faut donc analyser des marqueurs plus anciens, par exemple les marqueurs climatiques d'ordre IV (cycles climatiques de périodicité 100 ka). En revanche, dans les régions très active, avec une vitesse de 10 mm/an, un marqueur holocène sera décalé de 100 m, et il y a de très fortes chances qu'une partie au moins de ce décalage soit encore visible dans la topographie.

## 2. CONCEPTS D'EVOLUTION DU RELIEF

Pendant l'évolution du relief, des changements brutaux peuvent survenir si certains seuils critiques dans les processus d'érosion sont dépassés, sans forçage extérieur. L'interaction de l'évolution du relief avec ces seuils est appelée réponse complexe (cas des terrasses à réponse complexe par exemple, cf. fiche 5A);

Des modèles prédisant l'évolution du paysage ont été élaborés à partir de concepts géomorphologiques simples, notamment que le relief évolue au cours du temps de façon prévisible, et qu'un changement de forme implique un changement de processus d'érosion ou d'activité tectonique. Le premier modèle, et le plus important, est celui du cycle d'érosion de Davis [Davis, 1899 #6], basé sur la supposition que les reliefs résultent de longues périodes d'érosion de surfaces créées par de brèves impulsions tectoniques. Durant ce cycle, durant plusieurs millions d'années, le relief passerait d'une période de jeunesse à une période de maturité puis à une longue période de vieillesse. Pour chacune de ces étapes, le relief aurait des caractéristiques morphologiques particulières. Sur des périodes de temps plus courtes, de l'ordre de quelques milliers d'années, les reliefs pourraient s'approcher d'un *équilibre dynamique*, où le relief reste quasiment constant dans le temps. En effet, les quantités de matière apportées par surrection tectonique et la matière enlevée par érosion ont tendance à se compenser pour

établir un régime d'équilibre (Mackin, 1948). La perturbation de l'équilibre par le changement d'un des facteurs externes forçant (climat et tectonique) ou par le passage d'un seuil critique dans les processus d'érosion, entraîne l'ajustement du relief au cours d'une phase transitoire pour rétablir le système géomorphologique (e.g. cours d'eau, bassin versant ou région) vers une autre position d'équilibre.

L'évolution d'un paysage se fait sur des gammes d'échelles temporelles variées. Les morphologies observées résultent en effet soit d'une réponse au cycle sismique sur des périodes de l'ordre de 100 à 10 000 ans et sur des objets à l'échelle du segment de faille, soit d'une réponse à un mouvement tectonique à l'échelle régionale lié au champ tectonique lointain, qui s'effectue sur des périodes de l'ordre du Million d'années. Les changements sont la norme, que ce soit ceux du climat, ou des processus tectoniques et géomorphologiques, et sont souvent très rapides. Dans ces conditions, le maintien d'un état d'équilibre sur de longues périodes de temps et d'espace est très discuté, mais ce qui est important, c'est que les changements sont souvent prévisibles, ce qui permet d'évaluer la tectonique active à partir de la topographie. Cependant, si les durées de mise en place des structures par la dynamique interne du globe sont bien déterminées, la durée de préservation de la dynamique externe des morphologies associées est très hétérogène, car fortement contrôlée par la lithologies, le climat et la végétation. Ce dernier point constitue une des principales difficultés qu'on rencontre quand on cherche à accéder aux taux et âges des processus tectoniques à partir des morphologies.

### 3. COMMENT ACCEDER AU SIGNAL TECTONIQUE ?

Il y a trois façons d'évaluer la tectonique active à l'aide de l'analyse des formes du relief :

- *En régime stationnaire* ( $T=E$ ) où l'équilibre dynamique entre surrection et érosion est établi. Le concept d'équilibre dynamique sous-tend en effet beaucoup d'analyses morphométriques du relief et du réseau hydrographique, cherchant à établir des relations entre les variables topographiques et les apports de matière dus à des mouvements tectoniques. Ce type d'analyse est en général appliqué à l'échelle régionale, dans le domaine du réseau hydrographique qui réagit plus rapidement aux mouvements tectoniques, et sur l'échelle de qqes 100 ka à qqes Ma. Elles nécessitent donc des contextes où les taux d'érosion sont forts, au moins dans le réseau hydrographique, ou où la tectonique est lente. Ce type de méthode permet d'accéder à **des vitesses tectoniques moyennées**, et d'identifier ainsi des domaines à tectonique plus ou moins rapide.
- *En régime transitoire* ( $T>E$ ) où les formes du relief enregistrent des perturbations tectoniques pas encore érodées. Ce type d'analyse permet de détecter des *anomalies morphologiques locales* au passage d'une faille : ruptures de pente non érodées, réseau hydrographique défléchi ..., ou *régionales* (altitudes et relief élevés, profils de rivières convexes ...). Elles nécessitent donc des contextes où les taux de surrection sont localement supérieurs aux taux d'érosion. C'est le cas des *morphologies primitives produites par des gros séismes* (e.g. escarpements à l'échelle du millier d'années), ou du relief à moyenne longueur d'onde (0.1-1 km<sup>2</sup>), sur les versants et les petits bassins. Ce type de méthode permet de **localiser des réactivations tectoniques récentes** et de faire des comparaisons interrégionales de l'âge des mouvements.

- Un autre type d'approche consiste à utiliser le décalage ou la déformation de paléomorphologies qui ne sont plus actives, tels que les terrasses et les cônes alluviaux, qui ont été en partie préservés de l'érosion (fiches 5). En général, ces marqueurs ont été créés lors de changements climatiques brutaux, et marquent un niveau de base à un moment donné précis. Cette approche est utilisée pour (1) **localiser précisément la trace des failles actives en surface et donc de cartographier leur segmentation (géométrie 2D)**, (2) **quantifier les taux de glissement et le comportement sismogénique** (récurrence et magnitude des séismes maximaux) sur ces segments. En effet, la datation de marqueurs morphologiques produits ou décalés par plusieurs séismes peut permettre de retracer une histoire sismique donnant des informations sur la récurrence et la magnitude des séismes les plus importants qui ont eu lieu sur une faille.

Il faut noter qu'en général, et ce pour les 3 approches décrites précédemment, ce sont les variations relatives du niveau de base qui sont détectées par l'observation morphostructurale. Ces variations du niveau de base sont une convolution du signal tectonique et des variations eustatiques du niveau de la mer. Il faut donc toujours s'affranchir du signal eustatique dans les études néotectoniques, ce qui est en général relativement aisé du fait que les variations eustatiques dans le temps sont bien connues et uniformes dans l'espace, ce qui n'est pas le cas des mouvements tectoniques que l'on cherche à détecter.

En revanche, il est plus difficile de s'affranchir de l'effet du climat et des lithologies sur les taux d'érosion et donc sur les morphologies observées, bien que ce soit possible dans certains cas où l'érodabilité des lithologies ont pue être mesurées et calibrées.

## 4. ORGANISATION DU RAPPORT

### 4.1. Organisation des fiches

Ce rapport est organisé sous formes de fiches divisées en sous-fiches associées à chaque méthode morpo-structurale. Chaque sous-fiche est composée de plusieurs encadrés correspondant chacun à un indice ou marqueur particulier, avec un exemple d'application régionale associé à la présentation de chaque indice. Au début de chaque sous-fiche, encadré et exemple régional, un tableau récapitule :

Pour les sous-fiches :

- le contexte tectonique
- l'échelle spatiale (Régionale : 1/250000 à 1/50000 - Structure tectonique : 1/25000 à 1/10000) ;
- l'échelle temporelle (long terme : 100 ka- Ma ; sismique : 1-10 ka) ;

Pour les encadrés :

- l'échelle spatiale et temporelle ;
- la résolution nécessaire pour la mesure ;
- l'activité tectonique : Très actif (0.1-1 cm/a) - Modérément actif (0.1-1 mm/a) - Peu actif (0.01-0.1 mm/a), et si l'analyse est en régime stationnaire (T=E) ou transitoire (T>E) ;

Pour les exemples régionaux :

- L'étendue de la zone étudiée ;
- la taille des objets mesurés ;
- La résolution du document utilisé.

#### **4.2. Plan du rapport**

Le rapport s'articule autour de cinq parties. Dans une première partie, les moyens d'observation (fiche 1) et de datation (fiche 2) utilisés en géomorphologie sont rapidement présentés. Dans une deuxième partie, les morphologies qui sont associées aux différentes failles sont présentées et illustrées. La troisième partie, qui constitue la plus importante du rapport, présente les différents indices morphométriques utilisés pour identifier les zones actives, alors que la quatrième partie présente les marqueurs morphologiques dont le décalage et la déformation servent à quantifier les déplacements sur les failles (rejets et vitesses). Enfin, en conclusion, un tableau récapitule les différentes méthodes morphostructurales utilisées. Les autres méthodologies utilisées pour l'analyse des failles actives sont présentées afin de mettre en perspective l'analyse morphostructurale dans un schéma global d'étude du risque sismique.

#### **Références :**

- Keller, E. A. and N. Pinter (1996). *Active tectonics : earthquakes, uplift, and landscape*, , Prentice Hall, 338 pp.
- Mackin, J. H. (1948). "Concept of the graded river." *Geological Society of America Bulletin* 59: 463-512.
- Stemmons, D. B. (1977). *State-of-the-art for assessing Earthquake Hazards in the United States, report 6: faults and earthquake magnitude*. Reno, Nevada, U.S. Department of Commerce.



## **FICHE 1 : DONNÉES UTILISÉES EN GÉOMORPHOLOGIE STRUCTURALE**

L'analyse morphostructurale nécessite la plus grande précision dans la représentation du relief, dans la mesure des formes et dans la caractérisation des structures. Fondée sur la superposition des données topographiques et géologiques, elle bénéficie depuis quelques années de nombreuses innovations en matière de représentation du relief à partir de cartes, d'imagerie et de données numériques. A partir de ces données et des cartes géologiques, l'analyse morphostructurale peut aboutir à son tour à la production de cartes thématiques (types de réseau hydrographique, densités de drainage, cartes de surfaces enveloppe) et de cartes d'indices morphométriques (indices de gradient de Hack, concavité des rivières, sinuosité des cours d'eau, relief local) superposables à des cartes de données structurales et néotectoniques.

### *a. Cartes topographiques et géologiques*

La carte topographique en courbe de niveau reste un outil de base fondamental en géomorphologie. La qualité et l'échelle des cartes sont très variables selon les régions. L'équidistance des courbes est généralement inférieure ou égale à 40 m, et les échelles comprises entre 1/25 000 (équidistance des courbes 5-10 m) et 1/1 000 000 (équidistance 100 m ?). Leur choix dépend du type d'investigation à mener : de la taille de l'objet morphologique que l'on analyse, et de l'étendue de la région investiguée. Pour des précisions inférieures au 1/25000, il faut utiliser soit les documents militaires, soit compléter par des relevés topographiques de terrain.

Les fonds marins sont eux-aussi de mieux en mieux cartographiés, là-aussi de façon variable selon les régions.

Les cartes géologiques constituent l'autre instrument de base de la géomorphologie structurale, notamment pour acquérir des informations sur les lithologies du substratum rocheux (variations d'érodabilité), les formations superficielles (marqueurs géomorphologiques : terrasses, cônes alluviaux ...), les structures tectoniques et la fracturation. La plus grande partie de la surface terrestre est couverte, mais là aussi avec des précisions et des fiabilités diverses.

### *b. Les Modèles Numériques de Terrain (MNT)*

Depuis le début des années 1980, l'usage des données topographiques numérisées et leur traitement informatique a permis d'améliorer les méthodes et d'amplifier les applications de la géomorphologie quantitative. Les données topographiques numérisées sont stockées sous forme de matrices régulières de points cotés x, y, z, (pixels) appelées Modèles Numériques de Terrain (MNT), et obtenues soit par digitalisation des cartes topographiques en courbe de niveau (à la table à digitaliser ou par scanner), soit directement par photogrammétrie sur des couples d'images numériques satellitaires de type Spot ou photos aériennes scannées, ou encore par interférométrie RADAR. La taille du pixel et la précision altimétrique du MNT dépendent à la fois du document de base utilisé et de la méthode de numérisation utilisée. Par exemple, on peut atteindre des précisions altimétriques inférieures à 10 m à partir d'un couple d'images SPOT de 10 ou 20 m). La digitalisation d'une carte topographique au 1/50000 va donner des MNT avec un pixel de 50 m de large. La précision altimétrique peut également très fortement varier à l'intérieur d'un même MNT, selon la pente (pour une digitalisation de carte topographique) et selon

l'orientation des versants et l'occupation du sol pour les MNT obtenus à partir de couples de photos ou d'images satellites. Il faut donc faire attention aux artefacts de numérisation quand on interprète une anomalie topographique locale qui apparaît sur un MNT.

Le traitement de ces bases de données numériques permet, moyennant un certain lissage lié à la résolution horizontale et verticale du MNT, de nombreuses manipulations statistiques (fiche 4A), et le calcul d'indices morphométriques (fiches 4A à C), ainsi que l'extraction de profils topographiques (fiche 4B).

En outre, divers logiciels servent à établir des modèles de drainage permettant d'extraire le réseau hydrographique, avec calcul des ordres de Strahler et des aires drainées, et de délimiter les bassins versants d'ordre ou d'aire drainée donnée (fiche 4C). Il est également possible de construire des surfaces enveloppe du relief, et d'extraire des surfaces planes pouvant correspondre aux restes de surfaces d'érosion servant de marqueur à la tectonique active (fiche 5B).

Le traitement comme une image (cf. paragraphe suivant) d'un MNT à l'aide de filtres peut permettre d'extraire les éléments linéaires de directions données afin de détecter des structures tectoniques. Il faut cependant noter que cette dernière analyse concerne en général la cartographie de structures qui peuvent être actives ou non, et ne permet en général pas de discriminer entre les deux.

### *c. Imagerie et télédétection*

Les progrès effectués en photo-interprétation et surtout l'expansion de la télédétection ont également contribué à une profonde amélioration de la connaissance des relations entre relief et structure, à toutes les échelles.

Les documents utilisés vont des photographies aériennes panchromatiques ou en infrarouge (résolution 6-60 cm à l'échelle 1:15 000) aux images satellitaires, principalement les SPOT (résolution XS de 20 m et panchromatique de 10 m) présentent l'intérêt d'avoir une couverture stéréoscopique continue permettant l'observation en 3 dimensions. L'utilisation d'images RADAR a également permis d'accéder à la morphologie dans les régions invisibles par l'imagerie optique (régions à forte nébulosité et à couvert végétal dense), et d'apporter également des données nouvelles sur la rugosité de détail et sur les caractères des formations superficielles.

La photogéologie permet de déduire du relief les dispositifs structuraux au moyen d'un certain nombre de « révélateurs » (linéarités du réseau hydrographique, escarpements linéaires, chaînons, changements de pente ...), alors qu'en télédétection, il s'agit de détecter des « discontinuités images » de type morphologique et des structures circulaires, à l'aide de filtres directionnels, d'ombrages ... Certains linéaments et structures circulaires sont directement interprétables (cratères d'impacts, caldéras, cratères volcaniques), mais d'autres sont des formes originelles ou dérivées liées à la tectonique (fiche 3) et nécessitent une analyse plus élaborée.

L'utilisation des photographies aériennes et des images satellitaires permet également de cartographier des marqueurs morphologiques pouvant être déformés (terrasses, cônes alluviaux, réseau hydrographique, surfaces d'érosion), contribuant à l'identification des accidents actifs et à la quantification de leur mouvement (fiches 5). Un contrôle terrain est néanmoins nécessaire la plupart du temps.

#### d. Terrain

C'est par le travail de terrain que les formes du relief peuvent être caractérisées avec la meilleure précision et les plus directement confrontées avec les données structurales, si l'état de la couverture pédologique et végétale le permettent. Rarement consacrées à la seule géomorphologie structurale, elles peuvent s'insérer dans des programmes plus généraux concernant le relief, le milieu ou la géologie.

La reconnaissance des formes (surfaces d'aplanissement ou de remblaiement, replats ou escarpements liés à une évolution cyclique, à l'érosion différentielle ou à la tectonique) est l'objectif de base des observations qualitatives de terrain, s'appuyant notamment sur la *technique du panorama* complétée par l'utilisation de photographies prises du sol ou depuis le ciel.

Des observations quantitatives telles que des mesures d'orientation, d'altitude, de dénivellations, de pentes ou de décalage d'indicateurs morphologiques de part et d'autre d'un accident tectonique peut compléter les observations qualitatives à l'échelle de l'affleurement. Ce sont notamment des levés topographiques effectués à l'aide de théodolites, d'altimètres ou de GPS (principalement le long de profils) et éventuellement des boussoles pour prendre des orientations de plans.

La reconnaissance des facteurs structuraux de l'organisation du relief doit être combinée à celle des formes, nécessitant des observations d'ordre lithologique (faciès et composition des roches, degré d'altération, dureté) ou tectonique (analyse géométrique des structures, étude des contraintes).

Un échantillonnage permet de compléter les observations de terrain par des analyses en laboratoire portant sur les caractères physiques, minéralogiques et chimiques des roches du substratum, des produits de leur désagrégation, et des sédiments des formations superficielles quaternaires. Le but est de cerner les facteurs et les modalités de l'érosion différentielle, de retracer les conditions de la morphogenèse, d'évaluer la durée d'existence et les modes d'évolution d'une forme originelle, et de corréliser les morphologies et formations superficielles du même âge et d'établir ainsi une chronologie relative. Il s'y ajoute les techniques de datation absolues et biostratigraphiques évoquées plus loin dans la fiche 2. Des méthodes de prospection géophysique (sismique haute résolution, imagerie électrique ou radar) permettent également dans certains cas d'accéder à la structure de la subsurface permettant d'imager la disposition stratigraphique et les accidents tectoniques affectant les formations superficielles.

#### Références

- Peulvast, J.-P. and J.-R. Vanney (2001). Géomorphologie structurale. Terre, corps planétaires solides, Tome 1- Relief et structure, Collection Géosciences, Gordon and Breach Science Publisher, 505 pp.
- Scanvic, J. Y. (1993). Télédétection aérospatiale et informations géologiques, Manuels et méthodes, n°24, BRGM, Orléans, 284 pp.



## FICHE 2 LES METHODES DE DATATION

Les méthodes de datation applicables au Quaternaire et plus particulièrement sur les 130 000 dernières années sont un aspect critique de l'utilisation de l'analyse morphostructurale en tectonique active, afin d'accéder aux âges des morphologies utilisées comme marqueurs et aux taux d'érosion et de processus tectonique. Depuis 20 ans, des méthodes de datation complètement nouvelles ont été développées, et d'autres méthodes sont devenues bien plus précises et applicables à de nouveaux types de matériels échantillonnés et donc d'objets géologiques et géomorphologiques. Une revue des méthodes utilisées peut être trouvée dans (Pierce, 1986) reprise dans (Keller and Pinter, 1996).

Les méthodes de datation utilisées recouvrent plusieurs types de méthodes et s'appliquent à des objets divers :

- Les méthodes de datation relatives sont basées sur le principe de superposition stratigraphique pour la datation de sédiments, et sur les relations géométriques complétées par des informations données par les matériaux altérés et les profils de développement des sols pour les objets morphologiques. Ces datations relatives utilisent des corrélations avec les échelles temporelles quaternaires isotopiques (variations du  $\delta^{18}\text{O}$  liées aux oscillations eustatiques des 900 derniers ka); magnétostratigraphiques (inversions du champ magnétique terrestre) ou biostratigraphiques (basées sur les populations de nanofossiles marins et sur la faune continentale depuis 2 Ma).
- Les méthodes de datation chronométriques comprennent les datations radiométriques, les traces de fission, le paléomagnétisme, les varves et la dendrochronologie, ainsi que la datation de racémisation des amino-acides.

Les objets datés sont des sédiments superficiels continentaux ou des sédiments marins, des laves ou autres manifestations volcaniques, les terrasses et les surfaces géomorphologiques (mesure du temps d'exposition en surface ou durée de séjour dans des couches superficielles), le passage d'isothermes (datation de l'exhumation des roches due à leur surrection et leur érosion), et les sédiments transportés ou temporairement stockés dans le réseau hydrographique (pour accéder aux taux d'érosion).

Les méthodes les plus pertinentes pour l'analyse du relief, et qui ont connu des développements récents spectaculaires sont notamment la datation directe de l'exposition de surfaces géomorphologiques (cônes alluviaux, terrasses, surfaces d'érosion) grâce aux isotopes cosmogéniques produits in-situ par l'interaction du rayonnement cosmique avec les roches de surface (Clark et al., 1995), et l'estimation des taux de surrection et de dénudation à long terme à l'aide des méthodes de traces de fission (Gallagher et al., 1998) datant des passages d'isothermes pouvant aller jusqu'à 75°C.

Le tableau suivant récapitule quelques-unes des méthodes les plus utilisées, avec leur gamme temporelle d'application, les objets sur lesquelles elles s'appliquent, et le

principe de base de la méthode. Les âges numériques sont obtenus avec des méthodes de datation fournissant des âges avec des erreurs déterminées à l'aide de standards analytiques. Les méthodes d'âges calibrés sont basés sur des variations systématiques qui dépendent de variables environnementales telles que la température, et doivent être calibrées avec des âges numériques. Les méthodes d'âges relatifs fournissent une gamme d'âge sur une échelle ordinale. Les méthodes d'âges corrélés ne sont pas vraiment des méthodes de datation, mais reposent sur une comparaison avec une série de mesures standardisées.

Méthode	Applicabilité	Gamme d'âges et résolution optimale					Types d'objets datés	Bases de la méthodes et remarques	
		10 <sup>2</sup>	10 <sup>3</sup>	10 <sup>4</sup>	10 <sup>5</sup>	10 <sup>6</sup>			
Ages numériques Radiométrique	Dendrochronologie	X à XXX	=====					Sédiments détritiques	Comptage d'anneaux de croissance des troncs d'arbre soit directement depuis l'actuel, soit à partir d'une chronologie basée sur les variations de croissance annuelles. Restreint aux zones où les arbres de l'âge et de la sensibilité environnementale requise sont préservés.
	Varves	XX	=====					Sédiments lacustres	Comptage de varves dans les sédiments lacustres soit directement depuis l'actuel, soit à partir d'une chronologie basée sur la superposition de successions continues de sédiments. Sujets à des erreurs en corrélant différentes séquences et dans la mauvaise identification des couches annuelles.
	Carbone 14	X à XXX	o-+++++-----?					Matière organique des sédiments	Basé sur la désintégration du <sup>14</sup> C cosmogénique en <sup>14</sup> N. La proportion initiale de <sup>14</sup> C est celle de l'atmosphère au moment de la mort de l'organisme. Dépend de la quantité de Carbone et sujet à erreurs dues à des contaminations, particulièrement dans les dépôts plus anciens et dans le matériel carbonaté.
	Séries d'Uranium <sup>230</sup> Th/ <sup>234</sup> U <sup>234</sup> U/ <sup>238</sup> U <sup>231</sup> Pa/ <sup>235</sup> U U-He <sup>226</sup> Ra/ <sup>230</sup> Th	XX	.....-----+++++ .....-----+++++ .....-----++ .....-----+++					Carbonates (coraux, carbonates marins + ossements + travertins + sol)	Plusieurs isotopes des séries de désintégration de l'Uranium. Erreurs dues au manque de systèmes chimiques clos sont un problème répandu, notamment dans les mollusques et les ossements.
	Potassium-Argon (thermochronologie profonde (15 km))	X	.....-----+++++					Roches ignées et glauconite (sédiments détritiques)	Basée sur la désintégration du <sup>40</sup> K en <sup>40</sup> Ar. Donne des spectres d'âge fournissant des courbes de refroidissement. Nécessite des phases porteuses de K comme les feldspath. Sujet à erreurs dues à des excès et des pertes d'argon, et à des contaminations.
	Traces de fission (thermochronologie superficielle)	X	.....-----+++++					Roches ignées	Basé sur l'accumulation continue de traces (zones détériorées) dans les minéraux, causées par la fission de l'uranium. Le nombre de traces par unité de surface permet de dater le moment du passage d'une température critique lors de l'exhumation du minéral (120°C pour l'Apalite ; 350°C pour zircon), et d'estimer ainsi des taux de surrection et de dénudation à long terme. Nécessite des phases porteuses d'Uranium (zircon, apalite, sphène). Sujet à erreurs lors du à la mauvaise identification des traces ou à leur effacement lors de rechauffes.
	Thermo-luminescence	XXXX	xoxo.....-----o					Quartz, feldspaths dans sédiments, et carbonates des sols + Loess	Basé sur le déplacement d'électrons depuis des atomes piéges par radiation alpha, beta et gamma. On compare la quantité de lumière libérée par l'échantillon chauffé avec celle libérée sous une dose de radiations connue.
	Isotopes Cosmogéniques <sup>10</sup> Be <sup>26</sup> Al <sup>36</sup> Cl	X	-?-?-?-?-?-?-?-?-?-?-? Demie vie : 1.5 x 10 <sup>6</sup> ans 7.3 x 10 <sup>5</sup> 3.08 x 10 <sup>5</sup>					Quartz dans les roches de surface	Analogue à la méthode du 14C, basé sur la production d'isotopes radiogéniques sous l'effet du rayonnement cosmique. Date donc l'exposition en surface ou dans une couche superficielle de 0.5 m d'épaisseur. Nécessite des calibrations délicates reposant sur une connaissance de l'évolution morphologique de la surface étudiée (stabilité, enfouissement ou ablation, histoire antérieure à l'exposition ou au rayonnement).
Racémisation d'acides aminés	XX	.....-----o					Coquilles, ossements, + un peu bois et m.o. sédiments	Basé sur la libération d'acides aminés par les protéines de restes organiques lors de transformations chimiques (racémisation). Nécessite des environnements avec une température uniforme (grottes) car le taux de transformation chimique dépend de la température. Une calibration avec le 14C est également nécessaire.	

Tableau récapitulatif de quelques-unes des méthodes de datation les plus utilisées en géomorphologie

Méthode	Applicabilité	Gamme d'âges et résolution optimale					Types d'objets datés	Bases de la méthodes et remarques
		10 <sup>2</sup>	10 <sup>3</sup>	10 <sup>4</sup>	10 <sup>5</sup>	10 <sup>6</sup>		
Développement de sols	XXXX						Sols (terrasses, surfaces)	Comprend plusieurs propriétés des sols qui se développent avec le temps et d'autres variables telles que la roche mère, le climat, la végétation, la topographie. Plus efficace quand ces variables sont constantes ou peuvent être évaluées. La précision varie avec la propriété du sol mesurée ; par exemple, l'accumulation de carbonate du sol donne des estimations d'âges de ± 20%.
Altération de roches et de minéraux	XX						Sols	Inclue plusieurs caractéristiques de l'altération des roches et des minéraux qui se développent avec le temps, telles que l'épaisseur de la croûte d'altération, solutions des calcaires, altération des pyroxènes, arénisation des granites ... Mêmes limitations que pour le développement des sols, et précision dépendante de la caractéristique mesurée.
Modification progressive du relief	XXX						Relief	En dehors du temps écoulé, dépend de facteurs tels que le climat et la lithologie. Dépend de la reconstitution du relief initial et de la compréhension des processus de modification du relief.
Position géomorphologique et taux d'incision	XXX					?- ?- ?-	Rivières et terrasses fluviales	Les taux d'incision dépendent de la taille du cours d'eau, de la charge sédimentaire, de la résistance à l'érosion du lit rocheux et des taux de surrection et des autres variations du niveau de base. Si un niveau de terrasses fluviales est daté, d'autres niveaux peuvent être datés en supposant un taux d'incision constant.
Stratigraphie	XXXX						Sédiments	Basé sur les propriétés physiques et les séquences d'unités, qui incluent la superposition et les relations d'interpénétration. Dépend de l'établissement d'unités temporelles équivalentes ; le dépôt des unités quaternaires sont normalement
Paléomagnétisme	XX						Sédiments, Roches ignées	Dépend de la corrélation du vecteur d'aimantation magnétique rémanente ou d'une séquence de vecteurs, avec une échelle chronologique des variations du champ magnétique terrestre. Sujet à des erreurs dues à des réalimentations chimiques ou à des perturbations physiques.
Isotopes stables	X						Carbonates, carottes glaciaires et dépôts de l'endokarst	Dépend de la corrélation d'une séquence de variations isotopiques avec une chronologie d'âges contrôlés.

APPLICABILITE		RESOLUTION OPTIMALE	
XXXX, presque toujours applicable	XX, souvent applicable	====, <2 %	*****, 25-75 %
XXX très souvent applicable	X, rarement applicable	++++, 2-8 %	oooo, 75-200 %
		—, 8-25 %	

*Tableau récapitulatif de quelques-unes des méthodes de datation les plus utilisées en géomorphologie, suite(modifié d'après Pierce, K. L., 1986 in Keller and Pinter, 1996)*

## Références

- Clark, D. H., P. R. Bierman, et al. (1995). "Improving in-situ cosmogenic chronometers." *Quaternary Research* 44: 366-376.
- Gallagher, K., R. Brown, et al. (1998). "Fission track analysis and its application to geological problems." *Annual Review of Earth and Planetary Science* 26: 519-572.
- Keller, E. A. and N. Pinter (1996). *Active tectonics : earthquakes, uplift, and landscape*, Prentice Hall, 338 pp.
- Pierce, K. L. (1986). Dating methods. in R. E. Wallace, ed. *Active tectonics*. Washington, D. C., National Academy Press: 195-214.

### FICHES 3 MORPHOLOGIES ASSOCIÉES AUX STRUCTURES ACTIVES

L'identification de formes structurales est à la base de toute étude des relations entre relief et structure géologique. Deux types de formes structurales sont observées : formes structurales primitives et formes structurales dérivées. Les formes structurales primitives ou originelles sont celles qui sont créées par la seule dynamique interne liée à la mise en place des structures. Elles sont en général peu durables sous les conditions agressives des milieux émergés terrestres, et elles peuvent être datées avec précision. Les formes structurales dérivées sont liées aux processus d'érosion différentielle exploitant l'inégalité de résistance des roches, et leur aspect ne dépend en général que très peu de leur âge. Ce sont des morphologies très difficiles à dater car elles sont en général diachroniques et leur géométrie ne renseigne ni sur leur âge, ni sur les conditions morphoclimatiques de leur genèse. A ces deux sortes de morphologies, s'ajoute les formes cycliques, dont l'élaboration est contrôlée par des processus morphoclimatiques cycliques ponctuels dans le temps et en général reliées à la position d'un niveau de base à un moment donné. Ce sont ces formes cycliques qui serviront de marqueurs pour mesurer le déplacement sur les structures tectoniques (fiches 5).

Ce sont les formes structurales primitives et le décalage des morphologies cycliques qui permettent d'identifier et de localiser les structures actives, alors que les formes structurales dérivées sont en général associées à des structures tectoniques relativement anciennes, même si elles ont pu être réactivées depuis longtemps.

Un certain nombre de morphologies primitives sont associées aux failles actives, dont notamment des escarpements de faille, une surface du sol basculée et bombée, des témoins de subsidence comme les « sag pond » (mare d'affaissement), et des témoins décalés comme les lits des rivières. Chaque catégorie de faille (décrochement, normale ou inverse) peut être définie par un assemblage caractéristique de morphologies. Cette signature morphologique des failles permet d'une part de localiser et d'identifier les failles actives, et d'autre part, dans certains cas, de quantifier le glissement sur ces structures à l'aide du décalage ou de la déformation de marqueurs géomorphologiques.

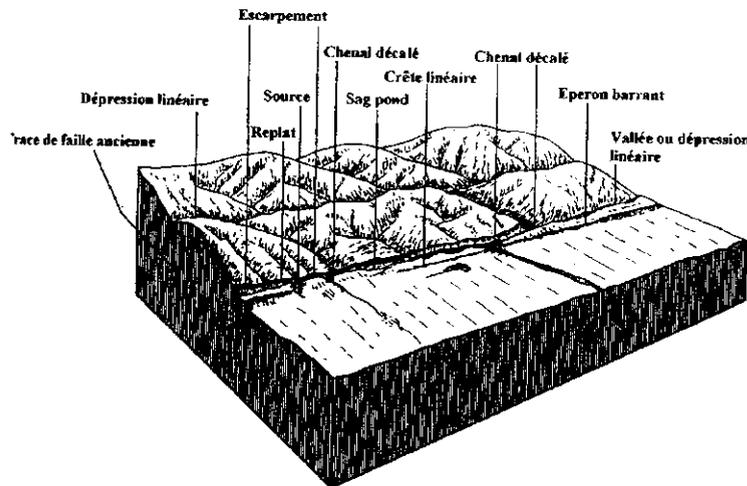
Beaucoup de failles ont en fait des déplacements obliques et ont donc des déplacements en partie horizontaux et en partie verticaux, et sont associées à des morphologies composites. Néanmoins, une classification générique des morphologies en fonction du contexte tectonique est possible et présentée dans les 3 fiches suivantes.

**FICHE 3A MORPHOLOGIES ASSOCIÉES AUX DÉCROCHEMENTS**

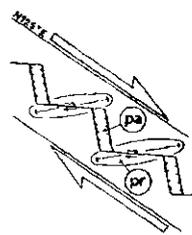
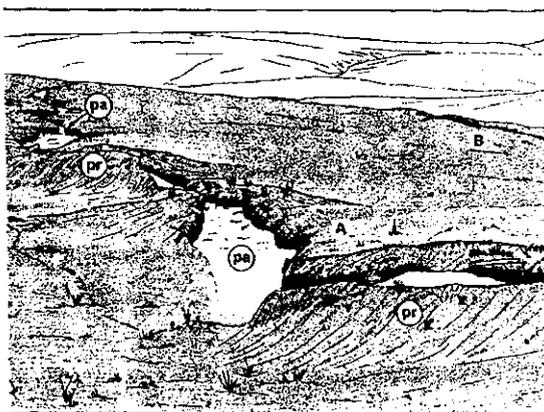
En principe, une faille rectiligne à rejet exclusivement horizontal ne donne pas de relief spécifique, si la surface faillée est plane. Cependant, c'est rarement le cas et un décrochement produit en général un signal morphologique caractéristique constitué de :

- décalage de marqueurs tels que des chenaux, des cônes alluviaux, des lignes de crêtes, présence de sources ... Ces décalages permettent de quantifier le déplacement sur ce type de faille (cf. fiche 5C) ;
- l'alignement de formes de compression (rides de pression) et de subsidence (bassins en pull-apart, « sag pond » : mare d'effondrement) ;
- un escarpement et une dépression linéaire parallèle à la faille dus à une composante verticale du mouvement et/ou à une diminution de la résistance des roches faillées ;

Ces éléments sont résumés sur les deux figures suivantes.



*Schéma général et nomenclature des formes élémentaires associées aux décrochements (d'après Wesson et al., 1975, U.S. Geological Survey Professional Paper 941 A, modifié par (Peulvast and Vanney,2001).*

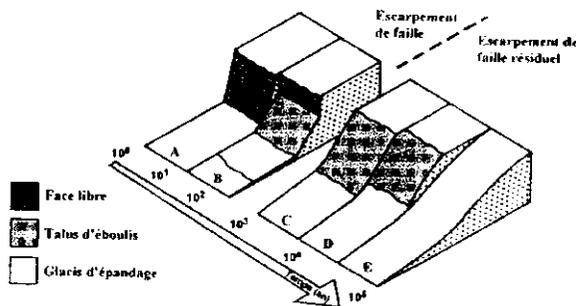


*Bassins en pull apart (pa) et rides de pression (pr) d'échelle métrique, le long d'un décrochement dextre. Faille de Beng Co (Tibet), effets du séisme du 18 novembre 1951 (M=8). Redessiné par (Peulvast and Vanney,2001) d'après (Armijo et al.,1989).*

**FICHE 3B MORPHOLOGIES ASSOCIÉES AUX FAILLES NORMALES**

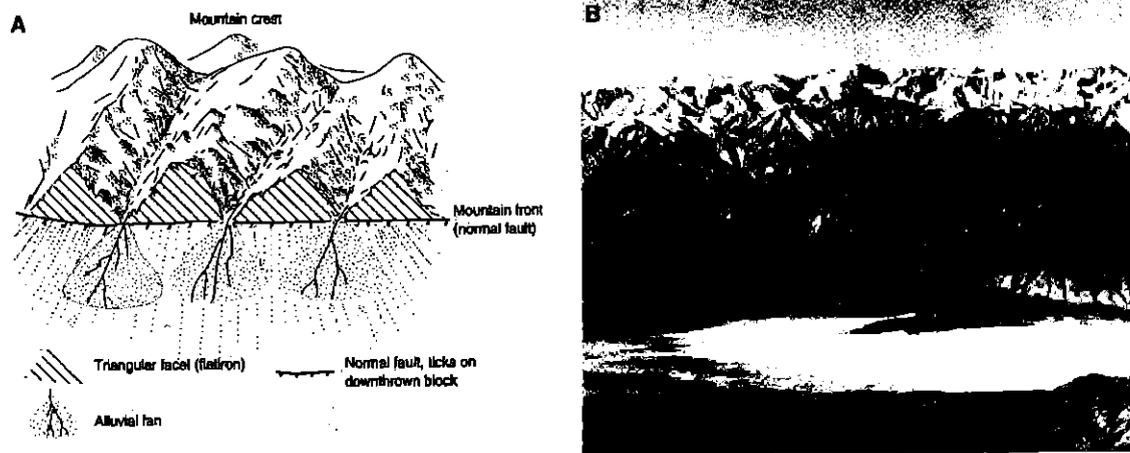
Certains des traits topographiques les plus remarquables de la surface du globe sont ceux associés à l'extension crustale et aux failles normales, que ce soit les dorsales océaniques sous l'Océan, ou les vallées de rifts dans les continents. A l'échelle régionale et locale, ce sont des graben alternant avec des horsts, délimités par des escarpements de faille, versant abrupt pouvant être dépourvu de vis à vis. Les escarpements de faille constituent en effet les morphologies les plus caractéristiques des failles normales. En effet, la géométrie des plans de failles normales les rend plus susceptible d'être préservés (par opposition aux plans de failles inverses, qui forment des surplombs qui s'écroulent sur eux même et sont donc très rarement préservés). La morphologie des escarpements peut être observée à deux échelles :

- les escarpements co-sismiques (produits par un ou quelques séismes), de taille métrique. En dehors des escarpements sismiques frais, (ou pour des miroirs de faille dans des roches calcaires très cohérentes), le cas où l'escarpement correspond à la surface de la faille est rare. Les escarpements sont en général plus ou moins dégradés par les processus gravitaires, et leur morphologie, qui enregistre cette dégradation, permet alors de les dater et d'accéder ainsi à des taux de subsidence (cf. fiche 4E).



*Evolution d'un escarpement primitif à un escarpement résiduel. D'après Wallace (1977)*

- les escarpements enregistrant une déformation sur plusieurs millions d'années dans les régions subissant une extension importante de plusieurs centaines de mètres. Ils constituent alors des fronts montagneux actifs très raides et qui ont une trace cartographique linéaire et quasiment continue, les failles normales ayant un pendage élevé, autour de 60° près de la surface. La combinaison du mouvement vertical sur les failles, et de l'incision des cours d'eau résulte dans la formation de facettes triangulaires typiques des fronts montagneux (escarpement raide qui marque la frontière entre un domaine qui a subi une surrection à long terme relativement à un autre domaine à topographie plus plane) associés aux failles normales actives, et le dépôt de cônes alluviaux aux pied des escarpements. Plusieurs générations de facettes peuvent s'étager, correspondant à plusieurs phases d'activité tectonique sur la faille. L'étude de la position géométrique et de la morphométrie de ces facettes peut ainsi permettre de caractériser différents épisodes sur une faille normale (cf. fiche 4E). Parmi les traits qui peuvent également être associés aux failles normale, on compte de nombreuses manifestations volcaniques, qui peuvent permettre de dater l'activité de ce type de failles.



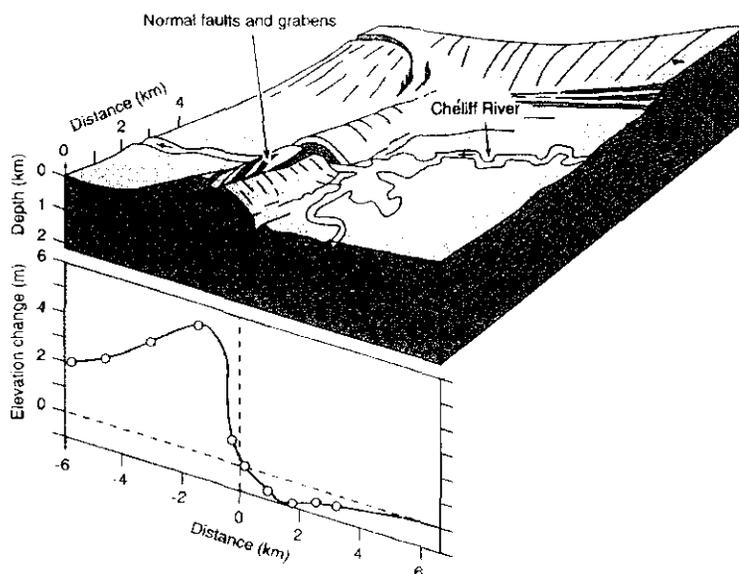
(A) Diagramme schématique d'un front montagneux bordé par une faille normale et des facettes triangulaires dans la vallée de San Joaquin, Californie. (B) Photographie des traits montrés en (A) montrant la vallée saline de Montagnes Inyo en premier plan et les crêtes de la Sierra Nevada en arrière plan (d'après Keller and Pinter, 1996).

### FICHE 3C : MORPHOLOGIES ASSOCIÉES AUX FAILLES INVERSES

Les failles inverses sont généralement localisées dans les zones d'épaississement de la croûte où sont créées les chaînes de montagnes. Si l'expression en surface de la rupture sur les failles inverses n'est que rarement visible, en revanche, la surrection et le plissement associés produisent des topographies et des morphologies parfois très spectaculaires, situées principalement soit dans les ceintures de chevauchements continentales, soit dans les zones de subduction où les morphologies côtières se superposent aux morphologies continentales.

Les morphologies principales associées aux failles inverses sont :

- Chaînes de montagne à relief très marqué ;
- Fronts montagneux actifs très raides ;
- Terrasses fluviales ou marines soulevées et plissées ;
- Déviation de cours d'eau, abandon de vallées sèches et creusement de cluses ;
- Glissements de terrain, productions d'éboulis et de brèches ... ;
- Failles normales et graben, localisé principalement à la surface axiale des plis ;



*Diagramme schématisé d'un pli déformé lors du séisme d'El Asnam (M=7.3) et graphique montrant le soulèvement en surface produit par l'événement. Le pli a été créé par une séquence d'événements de ce genre. Des failles normales apparaissent à la crête du pli. La rivière Cheliff incise l'anticlinal en cluse (d'après Stein and Yeats, 1989, Scientific American, 260, 48-57).*

L'analyse de la déformation de marqueurs géomorphologiques tels que les terrasses permet d'accéder directement aux taux de surrection sur les failles inverses actives (Fiche 5A), et l'analyse morphométrique du relief (fiches 4A-C), ou du front des chaînes de montagne (Fiche 4D) donne une idée qualitative ou indirecte des taux et des âges de surrection. Les taux de surrection peuvent également être quantifiés à l'aide de la datation de passages d'isothermes (méthodes radiochronologiques).

## **Références**

- Amijo, R., P. Tapponnier, et al. (1989). "Late Cenozoic right-lateral strike-slip faulting in southern Tibet." Journal of Geophysical Research **94**(B3): 2787-2838.
- Peulvast, J.-P. and J.-R. Vanney (2001). Géomorphologie structurale. Terre, corps planétaires solides, Gordon and Breach Science Publisher 505 pp.

## FICHES 4 INDICES MORPHOMETRIQUES DE TECTONIQUE ACTIVE

### **Principe**

Au premier ordre, les formes du relief peuvent être caractérisées en terme de taille, d'altitude et de pente (Keller and Pinter, 1996). Ces mesures quantitatives permettent de comparer objectivement différents éléments du paysages en identifiant les caractéristiques d'une zone, telles que son niveau d'activité tectonique et d'apporter des précisions sur les ordres de grandeur des déplacements et sur les temps et modes de réponse des systèmes géomorphologiques à des sollicitations tectoniques. Malgré l'effort intense mis dans la recherche de ce couplage entre tectonique et processus de surface, notre capacité d'obtenir des informations quantitatives en terme de taux tectoniques à partir de l'analyse de la topographie reste limitée en grande partie par le manque de données avec lesquelles on peut tester et calibrer les lois de vitesse des processus (Kirby and Whipple, 2001).

*La plupart des analyses morphométriques font comme hypothèse de base celle du régime stationnaire (contexte où les taux d'érosion sont forts ou la tectonique est relativement lente), la quantification des morphologies servant à déterminer les termes de l'équilibre, notamment des variations du taux de surrection et d'érosion : on fait alors des comparaisons régionales pour délimiter des domaines tectoniques. En revanche, un certain nombre d'autres cherchent à détecter et quantifier des perturbations tectoniques de l'équilibre, en se plaçant alors en contexte de régime transitoire, dans des contextes où les vitesses tectoniques sont très rapides et où les taux d'érosion sont relativement faibles. C'est plus souvent le cas quand on analyse les morphologies à petite et moyenne longueur d'onde ou pour des bassins versants de petite taille où l'érosion est moins efficace.*

### **Historique**

Dans les années 50, plusieurs géomorphologues ont commencé à tester des indices quantitatifs permettant de caractériser les paysages : intégrale et courbe hypsométriques (Strahler, 1952), indice de relief (Melton, 1958), hiérarchisation du réseau de drainage (Horton, 1945; Strahler, 1957). Dans les années 70, on voit apparaître l'analyse quantitative de la forme longitudinale des rivières (Hack, 1973) suivie de l'émergence des modèles d'incision fluviale et d'érosion sur le versant. Depuis les années 80, avec le développement de la topographie numérique (MNT) et l'automatisation des tâches de calcul, leur utilisation, rapide et peu coûteuse s'est fortement généralisée en tectonique. Le développement récent de modèles d'évolution du paysage et des méthodes de datation d'éléments géomorphologiques (surfaces, terrasses, paléoréseaux) permet d'avancer sur l'interprétation de ces indices en terme d'âge et de taux.

### **Mise en œuvre**

En général, les études morphométriques combinent plusieurs indices, et sont utilisés pour des études préliminaires permettant de détecter des zones subissant des déformations rapides, avant de planifier des recherches plus détaillées sur la tectonique

active. Quand plusieurs indices d'activité tectonique sont évalués pour une région donnée, on peut développer une classification de l'activité tectonique : une région est alors très active, modérément active ou inactive.

Certains indices morphométriques décrivent directement la topographie et la morphologie des versants (fiche 4A), d'autres plus spécifiquement le réseau hydrographique (fiches 4B et C), qui est à la fois un acteur actif de l'érosion et un marqueur des modifications des systèmes géomorphologiques, enfin, certains sont appliqués plus spécifiquement pour caractériser un front de chaîne (fiche 4D) ou un escarpement de faille (fiche 4E).

Les indices sont définis et mesurés selon les cas soit de façon continue, c'est à dire en chaque point de la topographie, soit sur une fenêtre de taille définie, soit de façon discrète sur un objet morphologique, la plupart du temps sur le bassin versant. En effet, les processus d'érosion sont définis sur le bassin versant, qui constitue l'unité hydrologique et donc l'unité géomorphologique de base (cf. Tableau).

### Limites

On ne peut que très rarement obtenir des taux de mouvements tectoniques à partir de la seule analyse de la topographie, car les temps de réponse du relief à une perturbation tectonique sont très difficiles à évaluer, que ce soit dans le réseau hydrographique ou sur les versants. Ils dépendent de la taille des bassins versants, du climat, de la lithologie et du relief. Cependant, l'utilisation de modèles d'érosion dont les paramètres sont calibrés sur une région à l'aide de morphologies bien datées, commence à porter ses fruits pour obtenir des valeurs de taux d'érosion et de surrection (Keller and Pinter, 1996; Lague et al., 2000).

La plupart de ces indices sont également très sensibles aux variations d'érodabilité des roches et aux variations climatiques. Il ne faut pas négliger le phénomène d'héritage morphologique, qui peut préserver des morphologies très fraîches d'aspect alors que résultant de mouvements tectoniques anciens. Il faut donc soit mener ces études sur des zones homogènes ou sur des zones où la répartition des effets climatiques et lithologiques est bien déterminée et où on peut quantifier ou calibrer ces effets, soit à l'aide de mesures, soit en combinant diverses approches.

### Références

- Hack, J. T. (1973). "Stream-profile analysis and stream-gradient index." *Jour. Research U.S. Geol. Survey* 1, 4: 421-429.
- Horton, R. E. (1945). "Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology." *Geological Society of America Bulletin* 56: 275-370.
- Keller, E. A. and N. Pinter (1996). *Active tectonics : earthquakes, uplift, and landscape*, Prentice Hall 338 pp.
- Kirby, E. and K. Whipple (2001). "Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis." *Geology* 29: 415-418.
- Lague, D., P. Davy, et al. (2000). "Estimating uplift rate and erodibility from the Area-Slope relationship: examples from Brittany (France) and numerical modelling." *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy* 25: 543-548.
- Melton, M. A. (1958). "Geometric properties of mature drainage systems and their representation in a E4 phase space." *Journal of Geology* 66: 35-54.
- Strahler, A. N. (1952). "Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography." *Geological Society of America Bulletin* 63: 1117-1142.
- Strahler, A. N. (1957). "Quantitative analysis of watershed geomorphology." *Geophysical Union Transactions* 38: 913-920.

Indice	Mesure	Définition	Fiche / référence biblio
<i>Topographie</i>			
Intégrale hypsométrique	D(BV,Z)	Surface sous la courbe hypsométrique qui représente la distribution des altitudes d'un bassin	Fiche 4A, encadré 2
Relief local	F, D	Différence d'altitude entre le point le plus haut et le plus bas d'une zone (souvent d'un Bassin versant)	Summerfield, 1991
Taux de relief	D(BV)	Relief du bassin divisé par sa longueur maximale (pente)	Summerfield, 1991
Nombre de rugosité	D(BV)	Relief du bassin multiplié par la densité de drainage	Summerfield, 1991
Exposant de la loi d'échelle du relief local (l>200m)	D(BV)	Exposant H de la relation : $\Delta z = C_l l^H$ où l est la taille de la maille sur laquelle est mesurée le relief local $\Delta z$ .	Fiche 4A, encadré 3
Exposant de la relation $A_d$ -pente ( $A_d > 1 \text{ km}^2$ )	D(BV,Z)	Exposant a de la relation : $S = K A_d^{-a}$ où $A_d$ et S sont l'aire drainée et la pente locale respectivement.	Fiche 4A, encadré 4
<i>Profils des rivières</i>			
Index de gradient	F(BV)	$SL = L \cdot \Delta H / \Delta L$ où $\Delta H / \Delta L$ est la pente d'une portion de cours d'eau et L la longueur de drainage amont	Fiche 4B, encadré 1
Concavité	C(BV)	Dérivée seconde du profil longitudinal	Fiche 4b, encadré 2
Incision du réseau (relief local)	D(BV)	profondeur d'une vallée par rapport à ses interfluves	Fiche 4b, encadré 3
<i>Réseau de drainage</i>			
Densité de drainage	F(BV)	Longueur moyenne de segments par unité de surface	Fiche 4c, encadré 2
Fréquence de drainage	F(BV)	Nombre de segments d'un ou de tous les ordres par unité de surface	Fiche 4c, encadré 2
<i>Forme planaire des bassins</i>			
Facteur de dissymétrie	D(BV)	$AF = 100 (A_r / A_t)$ où $A_r$ est la surface du bassin située en rive droit du drain principal, et $A_t$ est l'aire totale du bassin	Fiche 4c, encadré 4
Facteur de symétrie topographique	D(BV)	$T = D_p / D_d$ où $D_p$ est la distance de la ligne médiane du bassin au drain principal, et $D_d$ la distance de la ligne de crête à la ligne médiane	Fiche 4c, encadré 4
Rapport de forme	D(BV)	Allongement (petit axe sur grand axe) de l'ellipse équivalente (de même surface et orientation) d'un bassin versant	In : Keller et Pinter, 1996
<i>Géométrie des chenaux (rivières alluviales)</i>			
Sinuosité	F(BV)	$S = \text{longueur du lit principal} / \text{longueur de la vallée}$	In : Keller et Pinter, 1996
Taux de largeur de la vallée	F(BV)	Largueur du lit de la rivière / profondeur de la rivière % ses interfluves	In : Keller et Pinter, 1996
<i>Morphologie des fronts de chaîne</i>			
Sinuosité du front	D(O)	$S_{mf} = L_{mf} / L_s$ où $L_{mf}$ est la longueur du front montagneux, défini comme une rupture de pente prononcée au pied d'une montagne, qui sépare la chaîne de son piedmont, et $L_s$ la distance rectiligne.	Fiche 4D

---

*Morphologie des escarpement*

Coefficient de dégradation	D(O)	variance de la courbe gaussienne ajustant au mieux la distribution statistique des pentes de l'escarpement	Fiche 4E
Indice d'incision des facettes	D(O)	$I=S/L$ est le rapport entre la longueur des bassins versants drainant le front et l'extension des facettes	Fiche 4E
Indice de compacité des facettes	D(O)	$C=l/H$ où $l$ est la largeur et $H$ la hauteur des facettes	Fiche 4E
Pente moyenne des facettes	D(O)		Fiche 4E

*Tableau de définition des indices morphométriques utilisés*

*C=continu ; F=fenêtre ; D=discrét : soit sur un Bassin Versant (BV), soit sur une zone tectonique (Z), soit sur un objet morphologique (O).*

## FICHE 4A ANALYSE MORPHOMETRIQUE DU RELIEF

<b>Contexte tectonique</b>	Mouvements verticaux
<b>Echelle spatiale</b>	Echelle régionale
<b>Echelle temporelle</b>	Long terme
<b>Documents utilisés</b>	Modèles Numériques de Terrain, Cartes topographiques,
<b>Validation par autres méthodes</b>	Couplage avec d'autres indices morphométriques, calibration données sur les taux d'érosion et de surrection.

### Principe

La signature topographique d'un paysage est analysée à l'aide de trois principaux indices : l'altitude, le relief ou relief local (différence d'altitude entre le point le plus haut et le point le plus bas d'une zone donnée), et la pente, qui peuvent être plus ou moins directement reliés à l'activité tectonique. Les indices qui sont appliqués spécifiquement sur des objets morphologiques sont traités dans d'autres fiches : ceux liés à la géométrie du réseau de drainage et la forme planaire des bassins versants sont traités dans la fiche 4C géométrie du réseau. Les indices qui décrivent les profils du lit des cours d'eau sont traités dans la fiche 4B Profils en long ; ceux traitant de la morphologie des fronts montagneux et des escarpements dans les fiches 4D et 4E respectivement.

### Mise en œuvre

Les indices décrivant le relief sont utilisés selon différentes approches :

- soit ils sont mesurés ou moyennés sur une maille régulière, puis reportés sur une carte (Fielding et al., 1994; Bonnet et al., 2000; Zamani and Hashemi, 2000) : encadré 1;
- soit ils sont analysés de façon statistique sur une région ou une maille de taille définie, avec calcul de moyennes ou d'histogrammes de fréquence, qui permettent de caractériser chaque région sur laquelle on l'a tracé. Le calcul de la courbe hypsométrique représentant la distribution cumulée des altitudes est l'approche statistique la plus utilisée, et elle est la plupart du temps calculée sur des bassins versants individualisés (encadré 2), bien que l'analyse hypsométrique puisse également être réalisée à l'échelle régionale ou même continentale. La représentation en histogramme de fréquence des pentes est également couramment utilisée pour caractériser le relief d'une région.

Ces deux premières approches permettent de caractériser la signature d'une zone en terme d'altitude et de relief, qui peut ensuite être corrélée à des activités tectoniques.

- Une approche également très utilisée est l'analyse scalaire d'un de ces indices en représentant sa valeur en fonction de la distance au point de calcul encadré 4 (Vergne and Souriau, 1993), ou de l'aire drainée amont de chaque point, encadré 3 (Lague et al., 2000). Ce type d'analyse permet de calculer des lois d'échelle

décrivant l'organisation ou la forme du relief, et de détecter des seuils caractéristiques en terme de processus érosifs ou tectoniques.

**Encadré 1 : Analyse spatiale du relief**

<b>Echelle spatio-temporelle</b>	Régionale : moyenne et grande longueur d'onde : 10-1000 km ; long terme
<b>Résolution</b>	Peu contraignante
<b>Activité tectonique</b>	Modérée à très active

**Principe**

Au premier ordre, l'analyse spatiale à grande longueur d'onde de l'altitude (Bonnet et al., 2000), du relief (Fielding et al., 1994; Zamani and Hashemi, 2000) ou des pentes (Fielding et al., 1994) est utilisée pour distinguer des domaines structuraux et détecter des domaines d'activité tectonique et érosive distincts, souvent associés à des déformations à grande longueur d'onde. On représente ces analyse soit sous forme de carte, soit sous forme de profils.

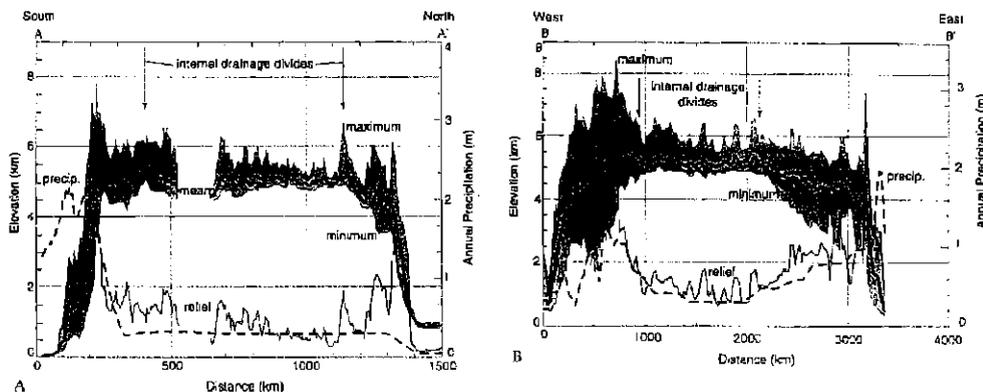
**Exemple régional : topographie du Tibet (Fielding et al., 1994)**

<b>Zone étudiée</b>	Région de 3000 km
<b>Objets mesurés</b>	pentés mesuré sur des fenêtres de 250 m, relief sur des fenêtres de 100 km
<b>Résolution du document utilisé</b>	MNT ~100 m de résolution

Deux échelles ont été analysées :

- Le calcul de pentes locales a été effectué à courte longueur d'onde sur des fenêtres d'environ 250 m de large en calculant la pente du plan ajustant au mieux (méthode des moindres carrées) l'altitude des points d'une fenêtre de deux points sur deux points. Ces pentes ont ensuite été reportées sur une carte. L'intérieur du plateau a des pentes très faibles ( $<10^\circ$ ), seules les limites du plateau et des structures tectoniques de relativement petite taille (grabens N-S d'âge Quaternaire) ont des topographies très marquées.
- Une mesure à grande longueur du relief a été effectuée à l'aide du tracé de deux profils topographiques, un transversal, l'autre longitudinal à la chaîne. Cette analyse du relief à grande longueur d'onde montre une corrélation du relief avec les précipitations, qui contrôlent l'efficacité de l'incision fluviale (très efficaces sur les bords du plateaux qui ont une topographie très marquée).

Cette analyse montre d'une part la prépondérance du contrôle climatique sur la signature topographique à grande longueur d'onde, et d'autre part, indique une déformation d'ensemble faible du plateau depuis le Tertiaire (indiquée par la topographie très lisse), bien qu'une déformation localisée de type extensive soit détectée dans les faibles longueurs d'onde. L'altitude anormalement élevée du plateau (5023 m de moyenne) s'expliquerait par une surrection par un mécanisme de réajustement isostatique peu profond impliquant une composante en raccourcissement nulle et une absence de plissement.



Les points situés à 50 km de part et d'autre du profil sont projetés dessus, permettant de calculer une altitude moyenne, et une altitude minimale et maximale, la différence de ces deux dernières correspondant au relief. Un profil des précipitations a été reporté en parallèle.

**Encadré 2 : Intégrale et courbe hypsométriques (Strahler, 1952)**

<b>Echelle spatio-temporelle</b>	Régionale / long terme
<b>Résolution</b>	Peu contraignante
<b>Activité tectonique</b>	Modérée à très active, T>E

**Principe**

La courbe hypsométrique décrit la distribution des altitudes dans un bassin versant. Elle correspond à l'histogramme cumulé des altitudes. Pour la tracer, on reporte pour chaque altitude  $h$ , la surface relative ( $a/A$ ) occupée par les points situés au-dessus de cette altitude (normalisée à l'altitude maximale  $H$  du bassin).

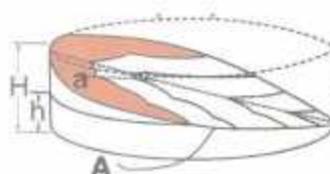


Diagramme idéalisé d'un bassin versant montrant comment on calcule la courbe hypsométrique

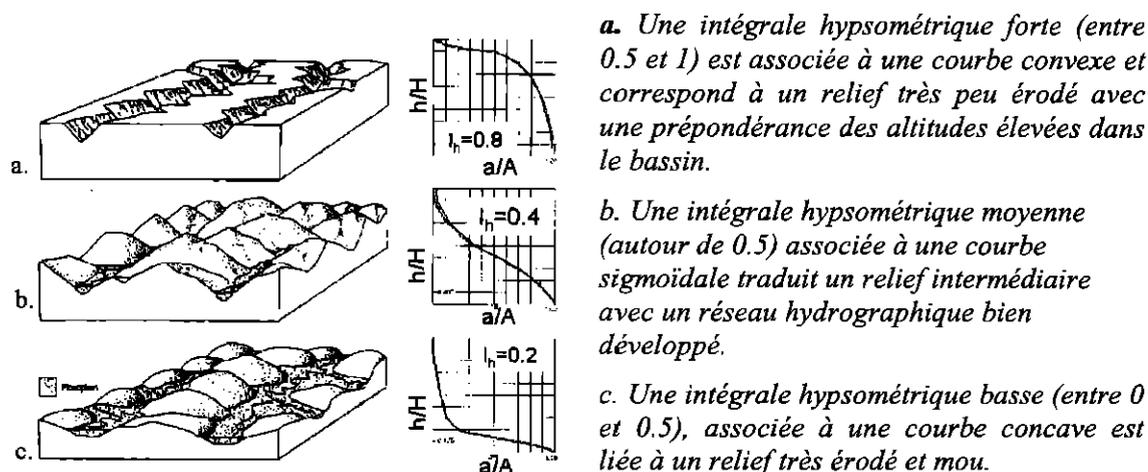
La courbe hypsométrique permet de s'affranchir de la taille et de l'altitude des bassins versants, et donc de comparer différents bassins entre eux. Pour caractériser la forme de la courbe hypsométrique, on peut calculer l'intégrale hypsométrique  $I_h$ , qui correspond à la surface sous la courbe et qui permet de décrire chaque bassin avec une seule valeur. Sa formule est :

$$(1) \quad I_h = \frac{\bar{h} - h_{\min}}{h_{\max} - h_{\min}}$$

où  $\bar{h}$  est l'altitude moyenne,  $h_{\max}$  et  $h_{\min}$  sont les altitudes maximale et minimale du bassin versant.

**Mise en oeuvre**

De calcul assez simple, la courbe et l'intégrale hypsométriques sont présentées dans quasiment toute étude morphométrique, en préalable ou en complément avec d'autres indices. L'intégrale hypsométrique traduit en effet, le volume relatif d'un bassin, elle a donc été utilisée par de nombreux auteurs pour quantifier grossièrement l'intensité d'érosion d'un relief, qui est directement corrélée à l'intensité et l'âge des mouvements tectoniques (Strahler, 1952; Strahler, 1957; Pease and Gomez, 1992; Keller and Pinter, 1996; Delcaillau et al., 1998; Hurtrez et al., 1999). Cet indice est également très sensible à la répartition des lithologies plus ou moins érodables dans le bassin versant.



### Encadré 3 : Relation aire drainée - pente locale

<b>Echelle spatio-temporelle</b>	Régionale, Aires drainées > 0.1 km <sup>2</sup> (réseau hydrographique) / long terme
<b>Résolution</b>	Peu contraignante (pixels de 250 m suffisants)
<b>Activité tectonique</b>	Peu actif à très actif, T=E

#### Principe

Le principe d'utilisation de la relation entre l'aire drainée et la pente est très similaire à celui de l'utilisation de la concavité (Kirby and Whipple, 2001) (cf. Fiche 4<sup>E</sup>, encadré 2).

La relation entre l'aire drainée et la pente est très étroitement liée aux paramètres de la loi d'érosion et de transport, à cause de la dépendance entre les flux d'eau et l'aire drainée. Pour les rivières, la relation peut-être modélisée de façon adéquate par une loi de puissance (cf. Fiche 4<sup>E</sup>, encadré 2) :

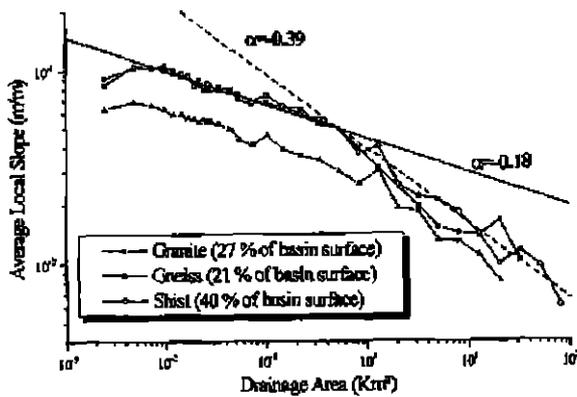
$$S = k A^{\alpha}$$

où S est la pente locale en un point donnée, A l'aire drainée, k une constante et  $\alpha$  un exposant qui prend des valeurs entre -0.4 et -0.7 dans le réseau hydrographique et qui dépend du taux de surrection et de l'érodabilité des lithologies. Cette relation permet également de détecter des seuils dans les processus d'érosion, puisque sur les versants, pour des aires drainées inférieures à 0.1 km<sup>2</sup>, cette relation n'est plus valable. Des études récentes ont également permis de discuter de l'existence d'un autre seuil autour de 1 km<sup>2</sup> entre un domaine où les vallées sont encore non chenalisées, et le réseau hydrographique stricto sensu (Montgomery and Foufoula-Georgiou, 1993 ; Lague et al., 2000).

**Exemple régional : Massif armoricain, (Lague et al., 2000)**

<b>Zone étudiée</b>	2 bassins versants d'environ 5000 km <sup>2</sup>
<b>Objets mesurés</b>	Aires drainées de 0.1 à 50 km <sup>2</sup> , mesure taux de surrection sur mailles 0.2 km <sup>2</sup>
<b>Résolution du document utilisé</b>	250 m

En supposant un équilibre dynamique entre surrection et érosion, la valeur de  $\alpha$  dépend assez simplement du taux de surrection et de l'érodabilité des lithologies. La vérification a été faite en établissant la relation aire drainée-pente pour trois bassins versants subissant des taux de surrection différents (mesurés par ailleurs grâce au soulèvement de terrasses et à l'incision du réseau hydrographique).



Relation aire drainée-pente pour trois bassins sujets à une surrection différentielle (MNT 250 m). La référence est le bassin de la Vilaine, les bassins de l'Oust et de l'Aulne ont subi une surrection de 30 m et 70 m respectivement durant les 700 derniers ka. Les exposant de la loi de puissance moyenne sont de -0.35 et -0.5 pour les aires drainées de plus et de moins de 1 km<sup>2</sup> respectivement.

En délimitant des domaines à lithologie homogène et en comparant les relations obtenues pour différentes lithologies, on peut donc réussir à isoler le seul effet tectonique et ainsi accéder à des taux de surrection par la seule analyse topographique (Lague et al., 2000).



Carte des taux des surrections relatifs calculés sur une aire drainée de 0.1875 km<sup>2</sup>. Le taux de surrection relatif prend en compte les variations lithologiques. Ref : localisation du point de référence pour lequel le taux relatif est de 1.

**Limite de la méthode**

L'utilisation de cette méthode nécessite cependant de connaître une valeur de référence du taux de surrection en un endroit, la valeur de l'exposant reliant le taux d'érosion et la pente dans la loi d'érosion et de tester la condition d'équilibre dynamique entre érosion et surrection.

**Encadré 4 : Analyse scalaire du relief**

<b>Echelle spatio-temporelle</b>	Régionale, sur des fenêtres > 100 m de large / long terme
<b>Résolution</b>	Pixels de 100 m suffisants
<b>Activité tectonique</b>	Peu actif à très actif, T=E

**Principe**

Pour exprimer le relief local en fonction de l'échelle, une méthode de mesure consiste à moyenner sur chaque classe de distance, les différences d'altitude (affectées d'un exposant entre 1 et 2) entre un point et tous ses voisins situés à la même distance. On reporte ensuite, sur un diagramme log-log, la valeur de relief moyenné en fonction de la distance de mesure (Chase, 1992; Vergne and Souriau, 1993; Lucazeau and Hurtrez, 1997), la pente de la relation est l'exposant de Hurst.

Quand le relief local est exprimé en fonction de l'échelle de longueur, trois domaines d'échelle sont généralement observé (Hurtrez et al., 1999) : le relief à micro-échelle ( $\lambda < \sim 100\text{m}$ ) contrôlé par les processus d'érosion diffusifs sur les versants, le relief à moyenne longueur d'onde (meso-échelle) qui suit une loi de puissance avec la distance (exposant  $\sim 0.5$ ) qui est contrôlée par les processus d'incision fluviale et dépend du taux de surrection, et le relief à grande longueur d'onde (macroéchelle), où l'effet intrinsèque de l'orientation du réseau de drainage contrôle l'organisation du relief. L'utilisation des limites naturelles que sont les bassins versants pour délimiter les zones de l'étude scalaire peut permettre de s'affranchir de cet effet.

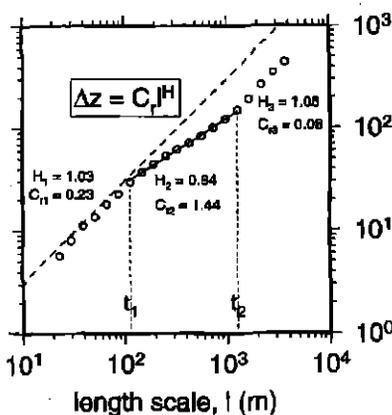
Certaines des propriétés scalaires du relief (valeur des exposants des lois d'échelle micro et meso-échelles et valeur du relief local mesuré sur une distance entre 200 et 600 m) peuvent être représentatives de surrection tectonique et des taux d'érosion, mais la relation est souvent ambiguë. Il faut donc choisir de faire ces études sur des zones où les processus d'érosion et la lithologie sont relativement homogènes et interviennent au deuxième ordre par rapport au taux de surrection et d'érosion (Hurtrez et al., 1999).

**Exemple régional : Chaînes des Siwalik, Himalaya (Hurtrez et al., 1999)**

<b>Zone étudiée</b>	Chaîne de 50 km de long
<b>Objets mesurés</b>	$\lambda$ de 200 m à 3 km, sur 17 bassins versants de 1.3 à 20 km <sup>2</sup>
<b>Taux de surrection</b>	MNT à 20 m de résolution

L'analyse scalaire a été effectuée sur 17 bassins versants de 1-20 km<sup>2</sup> situés à l'intérieur de la chaîne des Siwaliks. Le taux de surrection a été évalué pour chaque bassin versant à l'aide d'un modèle de pli coffré (fold-bend-fold) et un taux de raccourcissement connu. Les valeurs moyennées sur chaque bassin vont de 6.4 à 15 mm/an. On considère des conditions climatiques et lithologiques uniformes sur toute la zone. La variabilité des paramètres des lois d'échelle selon les bassins versants (et notamment celle de la loi de puissance pour les petites et moyennes longueur d'onde, et celle du seuil entre ces deux domaines) reflète donc probablement les variations du taux de surrection et d'érosion.

Une analyse de la corrélation entre le taux de surrection et le relief local calculé à différentes échelles montre que cette corrélation est significative seulement pour les longueurs d'onde inférieures à 600 m. Une prédiction du taux de surrection par l'analyse du relief local peut donc se faire sous certaines conditions, mais uniquement pour des échelles comprises entre 200 et 600 m.



*Relief local moyen en fonction de la distance de calcul pour un des bassins sélectionnés. On voit apparaître 3 domaines, séparés par deux seuils. A petite longueur d'onde ( $l < 100m$ ), l'exposant de Hurst ( $H_1$ ) est proche de 1 (la ligne en pointillé représentant une pente de 1 est montrée en référence). A moyenne longueur d'onde ( $100m < l < 1200m$ ), le relief est plus rugueux, avec un exposant de Hurst ( $H_2$ ) de 0.64. Cet exposant varie entre 0.45 et 0.9 selon les bassins versants. A grande longueur d'onde, ( $l > 1200m$ ), le relief est presque une fonction linéaire de la distance ( $H_3 = 1.03$ ). Le seuil ( $t_2$ ) entre les moyennes et grandes longueurs d'onde varie beaucoup selon les bassins (de 913 à 3424 m), et il n'est pas toujours clairement défini. Le seuil ( $t_1$ ) entre les petites et moyennes longueur d'onde, en revanche, reste très proche de 100 m pour tous les bassins.*

**Limites**

Certaines des propriétés de l'organisation du relief, notamment à l'échelle moyenne (200-600 m) peuvent être représentatives de surrection tectonique et des taux d'érosion, mais la relation est souvent ambiguë. Il faut donc choisir de faire ces études sur des zones où les processus d'érosion et la lithologie sont relativement homogènes et interviennent au deuxième ordre par rapport au taux de surrection et d'érosion. Ils faut donc avoir des lithologies érodables, et des taux de surrection rapides.

## **Références**

- Bonnet, S., F. Guillocheau, et al. (2000). "Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic-Paleozoic basement: the Armorican massif, NW France." Journal of Geophysical Research **105**(B8): 19,273-19,288.
- Chase, C. G. (1992). "Fluvial landsculpting and the fractal dimension of topography." Geomorphology **5**: 39-57.
- Delcaillau, B., B. Deffontaines, et al. (1998). "Morphotectonic evidence from lateral propagation of an active frontal fold; Pakuashan anticline, foothills of Taiwan." Geomorphology **24**: 263-290.
- Fielding, E., B. Isacks, et al. (1994). "How flat is Tibet ?" Geology **22**: 163-167.
- Hurtrez, J.-E., F. Lucazeau, et al. (1999). "Investigation of the relationships between basin morphology, tectonic uplift, and denudation from the study of an active fold belt in the Siwalik Hills, central Nepal." Journal of Geophysical Research-Solid Earth **104**(B6): 12,779-12,796.
- Keller, E. A. and N. Pinter (1996). Active tectonics : earthquakes, uplift, and landscape, Prentice Hall 338 pp.
- Kirby, E. and K. Whipple (2001). "Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis." Geology **29**: 415-418.
- Lague, D., P. Davy, et al. (2000). "Estimating uplift rate and erodibility from the Area-Slope relationship: examples from Brittany (France) and numerical modelling." Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy **25**: 543-548.
- Lucazeau, F. and J.-E. Hurtrez (1997). "Length-scale dependence of relief along the south eastern border of Massif Central (France)." Geophysical Research Letters **24**: 1823-1826.
- Montgomery, D. R. and E. Foufoula-Georgiou (1993). "Channel network source representation using digital elevation models." Water Resources Research **29**: 3925-3934.
- Pease, P. R. and B. Gomez (1992). "Landscape development as indicated by basin morphology and the magnetic polarity of cave sediment, Crawford upland, South-Central Indiana." American Journal of Science **297**: 842-858.
- Strahler, A. N. (1952). "Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography." Geological Society of America Bulletin **63**: 1117-1142.
- Strahler, A. N. (1957). "Quantitative analysis of watershed geomorphology." Geophysical Union Transactions **38**: 913-920.
- Vergne, M. and M. Souriau (1993). "Quantifying the transition between tectonic trend and meso-scale texture in topographic data." Geophysical Research Letters **20**(2139-2141).
- Zamani, A. and N. Hashemi (2000). "A comparison between seismicity, topographic relief, and gravity anomalies of the Iranian Plateau." Tectonophysics **327**: 25-36.

## FICHE 4B PROFILS EN LONG DES COURS D'EAU

<b>Contexte tectonique</b>	Mouvements verticaux : failles normale, inverse, anticlinaux
<b>Echelle spatiale</b>	Régionale (forme globale), structure (convexités locales)
<b>Echelle temporelle</b>	Long terme
<b>Documents utilisés</b>	Cartes topographiques, Modèles Numériques de Terrain + Relevés topographiques de terrain
<b>Validation par autres méthodes</b>	Calibration des taux d'érosion et datations grâce aux terrasses alluviales. Modélisation des processus d'incision du réseau hydrographique pour calibrer les relations entre forme de profil et tectonique.

### Principe

La forme d'un cours d'eau résulte d'une compétition entre des forces gravitaires, la quantité d'eau disponible pour le transport et l'érosion d'une part, et la résistance du substratum et les forces de friction d'autre part. Cette compétition aboutit à un équilibre dynamique où le transport des flux d'eau et de sédiments fournis compense les apports de matières par les variations verticales tectono-eustatiques : c'est le concept de 'graded rivers' (Mackin, 1948). Les rivières qui ont atteint cet équilibre ont des profils longitudinaux caractéristiques. Leur forme est concave vers le haut, ce qui correspond à une diminution de la pente vers l'aval, au fur et à mesure que le débit (coalescence des tributaires) et donc la puissance érosive du cours d'eau augmente. Une variation relative du niveau de base (niveau marin) due à un forçage soit tectonique, soit eustatique change les termes du bilan et entraîne une réponse de la rivière : incision (lits rocheux) ou dépôt (rivières alluviales) pour rétablir une nouvelle position d'équilibre. L'étude de la forme longitudinale des cours d'eau permet ainsi de caractériser la compétition entre surrection tectonique et les processus d'incision dans le réseau hydrographique

- soit à l'équilibre (encadrés 3 et 4) : la forme va dépendre du taux de surrection et d'érosion, ainsi que de la lithologie, du climat et du flux sédimentaire en provenance du bassin versant ;
- soit en régime transitoire (encadrés 1 et 2) : anomalies de la forme du profil : convexités, ruptures de pente.

### Mise en œuvre

L'étude des profils longitudinaux se fait à deux échelles différentes :

- à l'échelle de la structure, détection de convexités locales localisées au-dessus d'un accident tectonique, encadré 1 (Marple and Talwani, 1993).
- A l'échelle régionale, caractérisation qualitative ou quantitative de la forme globale des profils (encadrés 2,3,4). Cette analyse régionale peut également permettre de détecter des zones anormales à investiguer plus en détail ensuite (encadré 2).

La description quantitative des profils des rivières se fait soit en ajustant diverses formes mathématiques aux profils (exponentielle, logarithmique, loi de puissance)

(Hack, 1973; Shepherd, 1985; Morris and Williams, 1997), soit par l'utilisation de paramètres quantitatifs simples à calculer, tels que l'index de gradient de Hack, cf. encadré 2, la pente des biefs (Merritts and Vincent, 1989) ou leur concavité (Snyder et al., 2000; Kirby and Whipple, 2001). L'utilisation de lois d'érosion dans le réseau hydrographique, et notamment du modèle d'incision de (Howard et al., 1994), permet, une fois ces lois bien calibrées, de relier directement la forme des profils des cours d'eau à des taux d'érosion directement proportionnels aux taux de surrection, encadré 3 (Kirby and Whipple, 2001). Le même type d'approche est mené avec la relation aire drainée-pente (fiche 4a, encadré 3) (Lague et al., 2000).

**Encadré 1 : Convexités locales sur le profil en long d'un cours d'eau**

<b>Echelle spatio-temporelle</b>	Rivières 10-200 km de long
<b>Résolution</b>	100 m- 1km
<b>Activité tectonique</b>	Actif, T>E

**Principe**

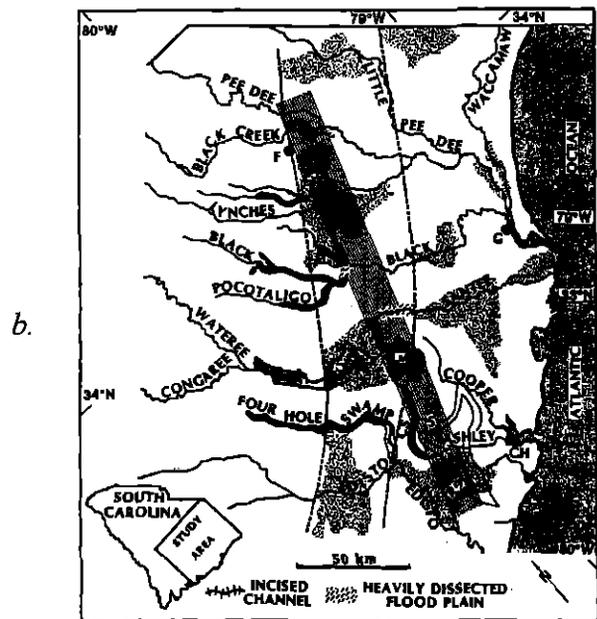
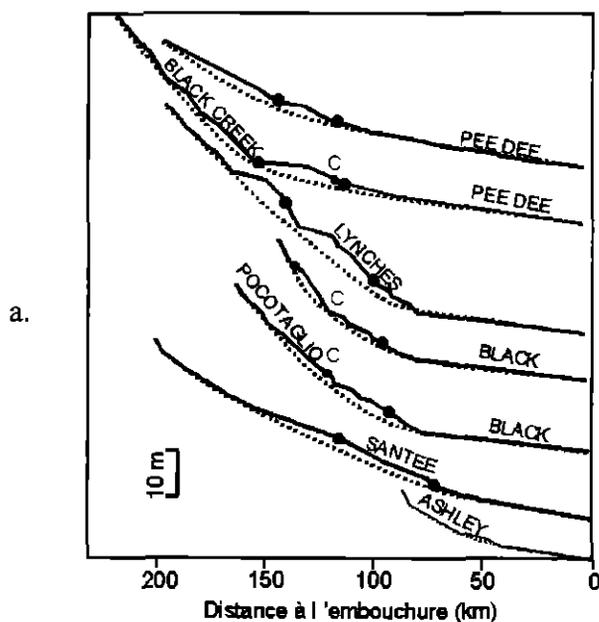
détection de perturbations locales par rapport à la forme idéale concave d'un cours d'eau, qui serait dues à un déséquilibre de la rivière suite à un mouvement tectonique.

**Limite**

Les convexités locales (knickpoints) liées à des mouvements tectoniques peuvent persister très longtemps dans les profils de rivières, dans le cas de lithologies résistantes à l'érosion. Ils peuvent aussi résulter d'une réponse stationnaire à des contrastes lithologiques (Goldrick and Bishop, 1995). En revanche, des anomalies dans des lithologies homogènes et faiblement résistantes à l'érosion sont significatives d'activité tectonique récente.

**Exemple régional : Plaine côtière de Caroline du Sud (Marple and Talwani, 1993)**

<b>Zone étudiée</b>	Zone de 150 km de long
<b>Objets mesurés</b>	Rivières de 100-200 km de long
<b>Résolution du document utilisé</b>	Cartes topographiques 1/250000



a. Profils en long de rivières côtières en Caroline du Sud (Marple and Talwani, 1993), montrant des anomalies convexes par rapport aux profils hypothétiques idéaux (courbes en pointillé). Ces anomalies s'alignent selon une direction NE au-dessus de la faille cachée de Woodstock, responsable du séisme de 1886 dont la rupture n'a pas atteint la surface. C indique une confluence de rivière. Les cercles solides correspondent aux endroits où le tracé des rivières ont des boucles anormales.

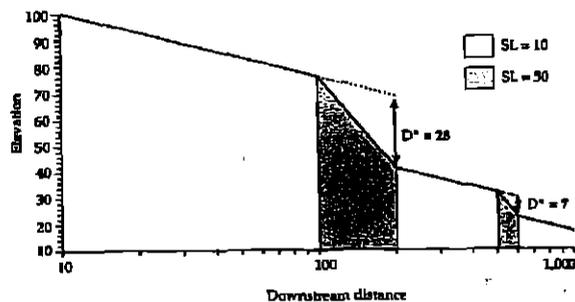
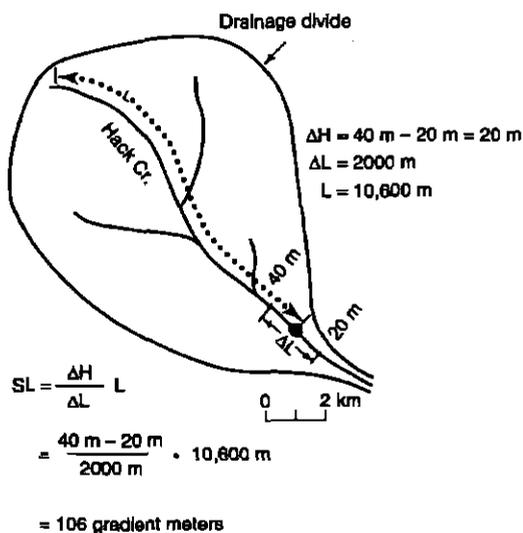
b. Carte de localisation des profils de rivière. La zone en grisé représente l'alignement des anomalies au-dessus de la faille de Woodstock.

**Encadré 2 : Index de gradient de cours d'eau (Hack, 1973)**

<b>Echelle spatio-temporelle</b>	Régionale, cours d'eau de longueur moyenne / long terme
<b>Résolution</b>	pixels 100m-1 km.
<b>Activité tectonique</b>	Modérée à très actif, T>E

**Principe**

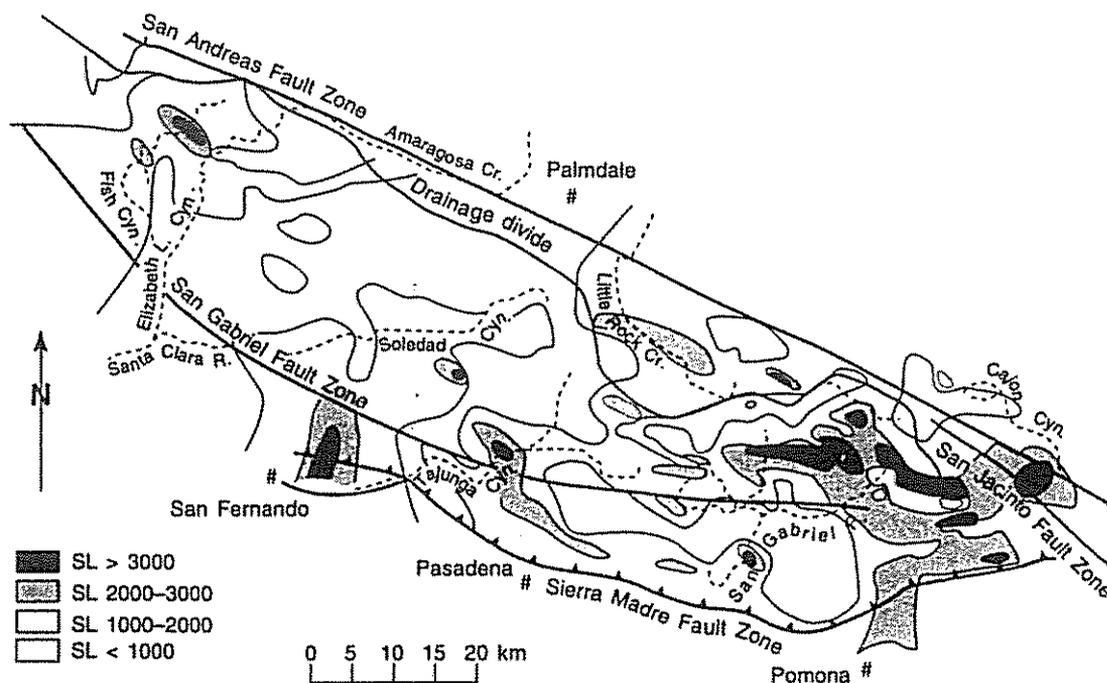
L'index de gradient de Hack mesure la pente d'une portion de cours d'eau en la normalisant à la distance de drainage, et il est corrélé à la puissance de transport du cours d'eau. Il est calculé sur un segment  $\Delta L$  du cours d'eau comme le produit de la pente locale  $\Delta H/\Delta L$  et de la longueur de drainage amont  $L$ .



*En supposant une forme logarithmique du profil, l'index est constant, ce qui permet de détecter des variations par rapport à un tel profil. Une façon simple de le calculer, est donc de tracer les profils sur un graph semi-logarithmique. L'index est alors directement la pente du profil (Goldrick and Bishop, 1995).*

<i>Exemple régional : montagne de San Gabriel, Californie du Sud (Keller and Pinter, 1996)</i>	
<b>Zone étudiée</b>	Zone de 100 km de long
<b>Objets mesurés</b>	Mesure sur des segments de 100 m de hauteur (~1 km de long) sur des cours d'eau ~20 km de long
<b>Résolution du document utilisé</b>	Cartes topographiques 50000 <sup>e</sup> et 250000 <sup>e</sup>

Une carte des index de gradient présentant des anomalies a ainsi permis de d'identifier des zones actives dans les montagnes San Gabriel (Californie du Sud, Keller et Pinter, 1996).



Carte des index de gradient dans les montagnes de San Gabriel, Californie du Sud

**Encadré 3 : Utilisation de la concavité des rivières à l'aide d'un modèle d'incision**

<b>Echelle spatio-temporelle</b>	Régionale / long terme
<b>Résolution</b>	pixels 50m-1 km
<b>Activité tectonique</b>	Modérée à très actif, T=E

**Principe (Snyder et al., 2000)**

L'incision des cours d'eau est décrite par des modèles d'érosion qui suggèrent que le taux d'érosion est proportionnel à la contrainte cisailante du lit rocheux ou à la puissance du courant (Howard et al., 1994). Le taux d'érosion local est alors décrit par une loi de puissance avec le flux d'eau (souvent remplacé par l'aire drainée) et la pente locale, via un coefficient d'érosion. En supposant un état stationnaire (l'altitude du lit des cours d'eau ne varie pas, l'incision balançant la surrection tectonique), un taux de surrection constant et les paramètres de la loi d'érosion uniformes, on obtient une relation entre la pente d'équilibre et l'aire drainée qui dépend directement du taux de surrection  $U$ . Cette relation entre la pente et l'aire drainée représente la concavité des cours d'eau, puisqu'elle décrit la décroissance globale de la pente vers l'aval :

$$S_e = (U/K)^{1/n} A^{-(m/n)} = k_s A^{-\Theta}$$

Où  $S_e$  est la pente à l'équilibre,  $U$  est le taux de surrection,  $K$  est un coefficient d'érosion qui dépend notamment de l'érodabilité des roches et de l'hydrologie du bassin versant,  $A$  est l'aire drainée amont,  $S$  est la pente locale,  $m$  et  $n$  sont les exposants de la loi, et  $\Theta$  la concavité, qui peut aussi être mesurée simplement comme la dérivée seconde du profil des rivières.

Si on considère une fonction de surrection  $U(x)$  simple qui varie en loi de puissance avec la distance ( $x$ ) le long du cours d'eau, on peut établir une relation directe entre la valeur de la concavité et celle de la surrection.

$$\Theta = (m/n) - (\alpha/hn)$$

où  $\alpha$  est l'exposant de la fonction  $U(x)$  et  $h$  est l'exposant de la relation qui relie la distance  $x$  le long du cours d'eau à l'aire drainée. Cette relation montre qu'une augmentation du taux de surrection vers l'aval entraîne des concavités faibles du lit des cours d'eau (ou même une convexité), alors qu'une diminution vers l'aval ont des concavités fortes.

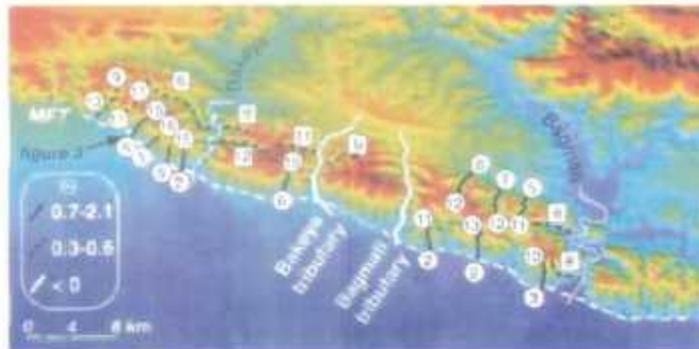
**Limite**

la dépendance des pentes des cours d'eau à la surrection est plus sensible sur les petits cours d'eau. En revanche, les grandes rivières ont suffisamment de puissance pour que leur lit s'ajuste aux mouvements tectoniques, et c'est leur concavité qui est directement corrélable au taux de surrection.

**Exemple régional : Chaînes des Siwalik, Himalaya (Kirby and Whipple, 2001)**

<b>Zone étudiée</b>	Chaîne de 25 km de long
<b>Objets mesurés</b>	20 cours d'eau de 4 à 30 km de long
<b>Résolution du document utilisé</b>	?

Grâce à l'analyse de la déformation de terrasses fluviales, les taux de surrection ont pu être mesurés le long des deux rivières Bakeya et Bagmati (Lavé and Avouac, 2000), qui ont permis de calibrer les paramètres de la loi d'érosion. En effet, l'analyse de la variation spatiale de la concavité de ces deux rivières est bien corrélée aux variations du taux de surrection, ce qui est cohérent avec le modèle d'incision de Howard, et permet de calculer le rapport des exposants  $m/n \sim 0.6$  et le coefficient d'érosion  $K = 4.3 \cdot 10^{-4} \text{ m}^{0.2}/\text{yr}$ . Ces valeurs sont appliquées sur les autres rivières traversant le chaînon et permettent ainsi de calculer des taux de surrection pour tous ces cours d'eau.



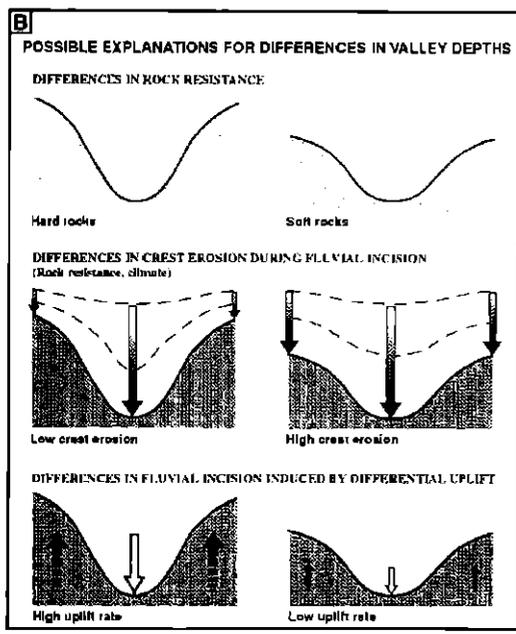
*Concavité des cours d'eau drainant la chaîne des Siwalik au Népal central (Kirby and Whipple, 2001). Les rivières Bagmati et Bakeya sur lesquels les taux de surrection ont été mesurés sont en gris. Les cours d'eau montrant des concavités associées à des taux de surrection uniformes sont en trait noir pointillé, ceux ayant de fortes concavités sont en trait noir continu, et ceux qui ont un profil convexe sont en blanc. Les taux d'érosion prédits sont montrés dans les cercles à la tête et à l'exutoire pour les rivières dont la concavité change, et dans des carrés pour les rivières dont la concavité est uniforme.*

**Encadré 4 : Quantification de l'incision du réseau hydrographique**

<b>Echelle spatio-temporelle</b>	Régionale / long terme
<b>Résolution</b>	50-250 m (<longueur des versants)
<b>Activité tectonique</b>	Peu actif à très actif, T=E dans le réseau, T>E sur les versants

**Principe**

Le domaine du versant et celui du réseau hydrographique sont le siège de processus d'érosion différents, et n'ont donc pas toujours le même temps de réponse à une perturbation tectonique : l'incision d'un cours d'eau traduit souvent directement la sollicitation due à une variation du niveau de base, soit tectonique, soit eustatique, alors que les versants répondent en général plus lentement.



L'incision est définie comme la profondeur d'une vallée par rapport à ses interfluves. Elle correspond donc à un relief local mesuré le long du réseau hydrographique, qui dépend de deux paramètres :

- l'incision du réseau hydrographique, qui répond directement à une baisse relative du niveau de base ;
- l'érosion des interfluves, dont l'efficacité va dépendre énormément de la lithologie ou du climat.

La différence d'altitude entre les interfluves et les talwegs traduit donc le rapport entre le taux de surrection tectonique et la quantité de précipitation (Hovius, 1995).

Plusieurs méthodes ont été utilisées pour mesurer le relief entre les interfluves et les talwegs. (Hovius, 1995) mesure le relief local à partir du rapport des intégrales (surfaces sous les courbes) des profils normalisés (en distance et en altitude) des cours d'eau et des interfluves. Il calcule ensuite la concavité globale d'un profil par le rapport  $A_d/A_r$  pour l'interfluve et  $A_p/A_r$  pour le talweg

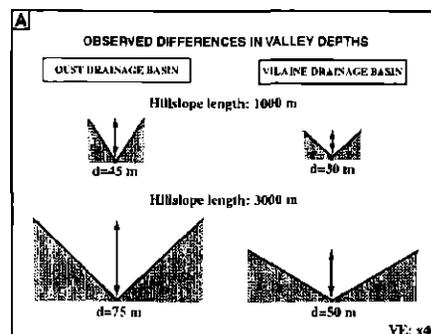
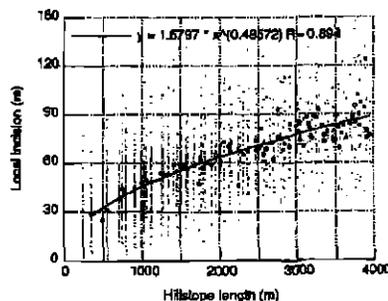
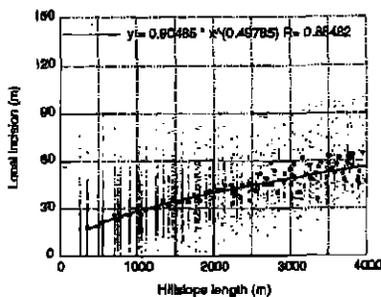
Une autre méthode consiste à reporter pour chaque point d'un cours d'eau l'incision locale en fonction de la demi-largeur de vallée (ou longueur de l'interfluve), qui sont reliées par une loi de puissance (Bonnet et al., 2000).

**Exemple régional : massif armoricain (Bonnet et al., 2000)**

<b>Zone étudiée</b>	Région de 200 km
<b>Objets mesurés</b>	2 bassins versants d'environ 5000 km <sup>2</sup> , mesure tous les 250 m.
<b>Taux de surrection</b>	MNT à 250 m de résolution

L'incision a été mesurée sur deux bassins versants bretons (ayant leur exutoire proche de la mer), la Vilaine et l'Oust, qui ont des lithologies comparables, et sont séparés par un accident tectonique : la faille du Quessoy.

L'incision locale qui résulte de l'incision fluviale le long du réseau de drainage dépend à la fois des variations relatives du niveau de base et de la position le long du réseau hydrographique. La longueur des versants (ou demi-largeur des vallées) augmente également régulièrement vers l'aval. L'incision maximale est celle qui a enregistré totalement les mouvements du niveau de base. Elle se situe à l'embouchure des rivières, et correspond aux fortes valeurs de largeur des vallées. Pour comparer les mouvements verticaux relatifs entre les deux bassins versants de l'Oust et de la Vilaine, on compare donc la valeur de l'incision pour les fortes valeurs de longueur de versant. La position des terrasses fluviales abandonnées des deux rivières permet de confirmer que la différence d'incision entre les deux bassins est due à une surrection relative et non à des héritages de relief antérieurs.



Relations entre l'incision locale et la demi-largeur de vallée pour le bassin versant de la Vilaine (en haut), et celui de l'Oust (en bas). Les deux courbes montrent une incision plus importante pour le bassin de l'Oust. A l'embouchure (cf. ci-dessus), pour une longueur des versants de 3000 m, cette différence est de 30 m, qui est reliée à une surrection relative du bassin de l'Oust de 30 m par rapport au bassin versant de la Vilaine. Les deux bassins sont en effet séparés par un accident tectonique : la zone de faille du Quessoy.

## **Références**

- Bonnet, S., F. Guillocheau, et al. (2000). "Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic-Paleozoic basement: the Armorican massif, NW France." *Journal of Geophysical Research* 105(B8): 19,273-19,288.
- Goldrick, G. and P. Bishop (1995). "Differentiating the roles of lithology and uplift in the steepening of bedrock river long profiles: an example from Southeastern Australia." *Journal of Geology* 103: 227-231.
- Hack, J. T. (1973). "Stream-profile analysis and stream-gradient index." *Jour. Research U.S. Geol. Survey* 1, 4: 421-429.
- Hovius, N. (1995). *Macro scale process systems of mountain belt erosion and sediment delivery to basins.* Department of Earth Sciences. Oxford, University of Oxford.
- Howard, A. D., W. E. Dietrich, et al. (1994). "Modeling fluvial erosion on regional to continental scales." *Journal of Geophysical Research* 99: 13,971-13,986.
- Keller, E. A. and N. Pinter (1996). *Active tectonics : earthquakes, uplift, and landscape*, Prentice Hall 338 pp.
- Kirby, E. and K. Whipple (2001). "Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis." *Geology* 29: 415-418.
- Lague, D., P. Davy, et al. (2000). "Estimating uplift rate and erodibility from the Area-Slope relationship: examples from Brittany (France) and numerical modelling." *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy* 25: 543-548.
- Mackin, J. H. (1948). "Concept of the graded river." *Geological Society of America Bulletin* 59: 463-512.
- Marple, R. T. and P. Talwani (1993). "Evidence of possible tectonic upwarping along the South Carolina coastal plain from an examination of river morphology and elevation data." *Geology* 21: 651-654.
- Merrills, D. and K. R. Vincent (1989). "Geomorphic response of coastal streams to low, intermediate, and high rates of uplift, Mendocino Triple Junction region, Northern California." *Geological Society of America Bulletin* 110: 1373-1388.
- Morris, P. H. and D. J. Williams (1997). "Exponential longitudinal profiles of streams." *Earth Surface Processes and Landforms* 22: 143-163.
- Shepherd, R. G. (1985). "Regression analysis of river profiles." *Journal of Geology* 93: 377-384.
- Snyder, N. P., K. X. Whipple, et al. (2000). "Landscape response to tectonic forcing: Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, Northern California." *Geological Society of America Bulletin* 112: 1250-1263.

FICHE 4C

GÉOMETRIE PLANAIRE DES RÉSEaux DE DRAINAGE

<b>Contexte tectonique</b>	Mouvements horizontaux et basculements (plis, f. listriques)
<b>Echelle spatiale</b>	Régionale
<b>Echelle temporelle</b>	Long terme
<b>Documents utilisés</b>	Cartes topographiques, Modèles Numériques de Terrain (extraction automatique du réseau de drainage)
<b>Validation par autres méthodes</b>	Datation de la mise en place du réseau (terrasses), couplage avec d'autres indices morphométriques

**Principe**

Un réseau de drainage formé sur un relief stable, homogène se développe selon une géométrie caractéristique appelée motif dendritique. Mais de telles géométries se rencontrent rarement, à part dans des bassins versants de petite taille à lithologie homogène. Le développement des systèmes de drainage peut en effet être perturbé par la tectonique de deux façons :

- Contrôle structural passif : la formation du réseau est contrôlée par une activité tectonique antérieure à son développement, principalement par l'organisation structurale des lithologies de résistances variées. C'est en particulier le cas pour les réseaux d'échelle régionale. On a alors des géométries du réseau très fortement contrôlées par la direction des structures.
- Contrôle par la tectonique active : Le développement du réseau résulte de la réponse du système fluvial à une activité tectonique, telle que faille, basculement et déformation de la surface du sol.

Le but est donc de détecter des variations géométriques et de les interpréter en terme de contexte tectonique et de stade de développement du réseau. Différents modèles d'évolution des réseaux ont donc été élaborés, à partir d'observation de réseaux naturels, de simulations analogiques en laboratoire, et de simulations numériques (Horton, 1945; Schumm, 1956; Melton, 1958).

**Types d'indices**

L'observation qualitative de la géométrie des réseaux se fait à deux échelles différentes :

- A l'échelle de la structure, des déviations localisées des cours d'eau dues par exemple au déplacement d'une faille décrochante lors de un ou plusieurs séismes : exemple régional : Wallace Creek, f. San Andreas (Sieh and Jahns, 1984) (cf. fiche 3A, fiche 5C) ;
- A l'échelle régionale, on définit un motif de drainage (encadré 1) qui permet d'établir une classification des géométries, à laquelle on associe un contexte morphotectonique.

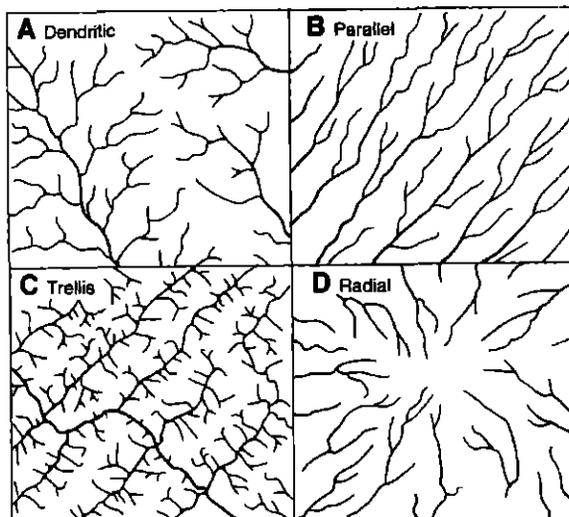
Depuis les années 50-60, de nombreux critères quantitatifs sont proposés pour caractériser la géométrie des réseaux hydrographiques à l'échelle régionale, qu'on peut classer en deux catégories :

- ceux décrivant la topologie du réseau, qui permet de détecter des différences d'âge ou de taux de surrection entre différentes zones (directions des segments de cours d'eau, densité de drainage, encadré 2, hiérarchisation de Strahler, encadré 3),
- ceux décrivant la forme des bassins versants, qui permettent de détecter des basculements (taux d'élongation pour des basculements selon la direction d'écoulement, facteur de dissymétrie pour des basculements perpendiculaires à la direction principale d'écoulement: encadré 4).

**Encadré 1 : Motifs de drainage**

<b>Echelle spatio-temporelle</b>	Régionale / long terme
<b>Résolution</b>	Pas contraignante
<b>Activité tectonique</b>	Peu actif à très actif

La classification de la géométrie des réseaux est établie à l'aide de motifs de drainage caractéristiques (Morisawa, 1985). Ces motifs sont influencés au premier ordre par les structures géologiques, et servent d'ailleurs souvent à les cartographier, mais certains peuvent résulter d'une déformation active, tel que par exemple le drainage radial due au soulèvement d'un dôme lié par exemple à la montée d'un diapir de sel dans le golfe du Mexique (Keller and Pinter, 1996). En outre, les modèles de croissance des réseaux suggèrent qu'il y a une évolution du motif de drainage au cours des divers stades de développement du réseau (Deffontaines and Chorowicz, 1991), mais l'influence de la géométrie initiale reste un paramètre très important qui rend l'exploitation de ces motifs en tectonique active très délicate.



*Dendritique : Cette géométrie se forme sur un substratum homogène ou des sédiments peu résistants avec une pente régionale faible.*

*Parallèle : les réseaux de drainage parallèles se développent sur des pentes fortes où la stratigraphie du substratum est parallèle à la pente régionale*

*Trellis : Couches plissés ou basculées avec une alternance de couches résistantes et érodables.*

*Radial : Réseau développé autour de domes structuraux tels que volcans et diapirs de sel, ou de dômes tectoniques en soulèvement*

*Classification des motifs de drainage classiques, d'après (Bloom, 1991).*

**Encadré 2 : Densité (et fréquence) de drainage**

<b>Echelle spatio-temporelle</b>	Régionale / long terme
<b>Résolution</b>	Peu contraignante
<b>Activité tectonique</b>	Peu actif à très actif

**Principe**

La densité de drainage ( $D_d$ ) est définie comme la longueur totale du réseau hydrographique divisée par l'aire drainée totale d'un bassin versant. Elle est l'expression du degré de dissection d'un bassin versant par les cours d'eau de surface. C'est donc un lien entre les caractéristiques physiques d'un bassin versant, et les processus qui agissent sur celui-ci, reliés au type de matériel transporté, à la pente et à la surrection (Knighton, 1998). La densité de drainage diminue avec l'âge des surfaces incisées (Keller et al., 1999), et augmente avec la pente des cours d'eau (puisque l'initiation de l'écoulement dans le réseau hydrographique est contrôlée par un seuil de pente des versants (Montgomery and Dietrich, 1988).

Un autre paramètre également utilisé est la fréquence de drainage ( $F_D$ ) (Delcaillau et al., 1998), définie comme le nombre de drains divisé par l'aire drainée totale d'un bassin versant. Le calcul de cet indice nécessite de délimiter des biefs, selon une codification particulière, la plus généralement utilisée étant celle de Strahler (cf. encadré 3).

**Encadré 3 : Hiérarchisation de Strahler (Horton, 1945; Strahler, 1957)**

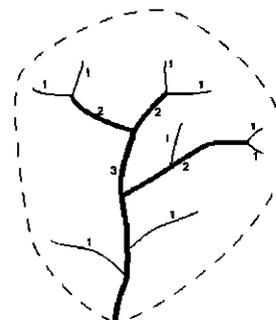
<b>Echelle spatio-temporelle</b>	Régionale / long terme
<b>Résolution</b>	Peu contraignante
<b>Activité tectonique</b>	Peu actif à très actif

**Principe**

Afin de quantifier la géométrie des réseaux et d'établir des lois statistiques propres aux systèmes hydrographiques, une codification a été établie, qui permet de hiérarchiser les biefs (éléments du réseaux hydrographiques délimités par les sources et les confluences) en prenant en compte de façon simplifiée le débit d'eau relatif qui traverse chaque bief. Le système de codification introduit par Horton en 1945 et modifié par Strahler en 1957 est le plus couramment utilisé. Il est la base de beaucoup d'analyses statistiques des réseaux, et permet de comparer quantitativement des réseaux entre eux. Il attribue un poids relatif à chaque segment de cours d'eau, sous forme d'un ordre défini de la façon suivante :

*Codification de Strahler (1957) : nomenclature des biefs*

- tout bief sans affluent est d'ordre 1 ;
- un bief formé par la confluence de deux biefs d'ordre  $\omega$  est d'ordre  $\omega+1$  ;
- un bief formé par la confluence de deux biefs d'ordres différents prend l'ordre du bief le plus élevé.



**Mise en œuvre**

En général, tous les modèles de croissance des réseaux impliquent une augmentation de l'ordre du réseau au cours de son développement. L'ordre le plus élevé d'un réseau hydrographique donne donc une idée de son degré d'organisation, lié à l'âge de la surface incisée.

L'analyse des caractéristiques (aires drainées, les longueurs, la pente, et le nombre de biefs) des bassins versants d'ordre faible permet de détecter des variations locales ou rapides, car leur temps de réponse à une sollicitation tectonique est plus lente (capacité d'érosion et de transfert plus faible) que pour les segments d'ordres élevés, qui intègrent des paramètres régionaux.

Des lois d'échelle ont été établies à l'aide de cette hiérarchisation : lois de Horton (1945) qui montrent des progressions géométriques décroissantes de la longueur, l'aire drainée, le nombre de biefs avec l'ordre. Ces lois ont souvent été utilisées pour valider les modèles de croissance des réseaux hydrographiques, mais leur signification physique reste cependant très limitée avec une très faible influence des processus déterministes (Kirchner, 1993; Crave, 1995).

D'autres approches ont consisté à établir des cartes d'isobases des éléments d'ordre plus ou moins élevés du réseau hydrographique, afin de détecter des anomalies dans l'organisation du réseau, corrélables à des structures tectoniques (Prudhomme, 1972).

**Exemple régional : l'anticlinal de Pakuashan, Taïwan (Delcaillau et al., 1998)**

<b>Zone étudiée</b>	Chaînon de 30 km de long sur 5-10 km de large
<b>Objets mesurés</b>	Biefs d'ordre 1 et 2
<b>Résolution du document utilisé</b>	MNT d'après SPOT panchromatique (20 m) + Cartes 1:25000 pour extraire le réseau

L'analyse de la géométrie du réseau de drainage sur l'anticlinal de Pakuashan a permis de révéler certains aspects de la croissance d'un anticlinal, en montrant des variations spatiales dans les taux d'érosion et de surrection, liées à une propagation active de la structure vers le Sud et vers l'Ouest :

- la partie Nord (zone I) a une densité et une fréquence de drainage élevées (b), un motif de drainage symétrique et radial (a) avec des directions de drainage contrôlées par le réseau de fractures, des pentes des rivières faibles (C). Ces indices, liés à d'autres indices morphologiques (hypsométrie, relief) et la déformation des terrasse indiquent une érosion contrôlée par la surrection et des lithologies homogènes, avec une morphologie du front de chaîne évoluée ;
- les zones centrales (II, III) et sud (IV, V, VI) montrent un motif de drainage parallèle et dissymétrique par rapport à l'axe du pli, une fréquence de drainage et une pente des petits cours d'eau (d'ordre faible) élevées pour le flanc ouest. Ces indices montrent que cette zone subit une surrection rapide, le réseau hydrographique n'arrivant pas à répondre suffisamment vite, et l'incision est plus faible que la surrection .



Distribution du réseau hydrographique et de l'ordre des biefs de l'anticlinal de Pakuashan. (a).Réseau de drainage obtenu à partir de cartes au 50000<sup>e</sup> ; (b) fréquence de drainage (nombre de segments par 0.5 km<sup>2</sup>) 1. 1 à 3 rivières ; 2. 4 à 10 rivières ; 3. 11 à 14 rivières ; 5. Axe de l'anticlinal ; (A) Segments d'ordre 1 ; (B) segments d'ordre 2. Les chiffres I, II, III, IV, V et VI correspondent à des zones quasi homogènes en terme de direction, de fréquence et de densité de drainage. (C) relation entre l'ordre des biefs et la pente des bassins versants.

**Encadré 4 : Le facteur de dissymétrie des bassins versants**

<b>Echelle spatio-temporelle</b>	Régionale / long terme
<b>Résolution</b>	Peu contraignante
<b>Activité tectonique</b>	Peu actif à très actif

**Principe**

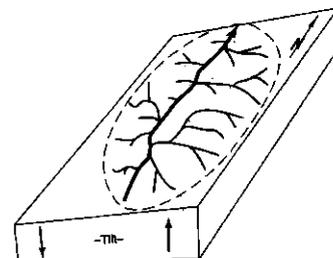
La forme des bassins, est directement liée au motif de drainage du réseau hydrographique. Elle est plus difficilement quantifiable que la géométrie du réseau, mais une des caractéristiques de la forme des bassins simple à mesurer est leur dissymétrie.

Le facteur de dissymétrie AF a été introduit par Hare and Gardner en 1985, et permet de détecter des basculements tectoniques perpendiculaire à la direction de drainage principale.

Le facteur de dissymétrie est défini par :

$$AF = 100 (A_r / A_t)$$

Où  $A_r$  est la surface du bassin versant située en rive droite du drain principal et  $A_t$  la surface totale du bassin. Si AF est égal à 50, le bassin est symétrique, si  $AF < 50$ , on a un basculement vers la droite, et si  $AF > 50$ , un basculement vers la gauche.



$$AF = 100 \left( \frac{A_r}{A_t} \right) = 100 \left( \frac{3.2 \text{ km}^2}{4.9 \text{ km}^2} \right) = 65$$

AF > 50 implies tilt down to the left of basin (looking upstream)

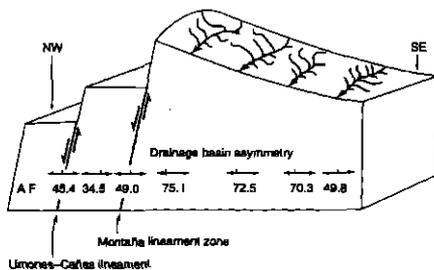
Un autre indice qui a également été utilisé pour mesurer la dissymétrie des bassins est le facteur de symétrie topographique T (Cox, 1994). Il est calculé comme la moyenne du rapport entre la distance de la ligne médiane du bassin au drain principal, et de distance de la ligne de crête à la ligne médiane

**Précautions d'emploi**

L'utilisation de ces indices nécessite évidemment une lithologie homogène, ou tout du moins que le contrôle structural (comme des couches sédimentaires inclinées) n'interfère pas avec la mesure, et une végétation et un climat (adret/ubac) qui ne varient pas dans les deux parties du bassin.

**Exemple régional : Nicoya Peninsula, Costa Rica (Hare and Gardner, 1985)**

<b>Zone étudiée</b>	?
<b>Objets mesurés</b>	Bassins versants de taille ?
<b>Résolution du document utilisé</b>	?



*Les facteurs de dissymétrie pour la péninsule de Nicoya indiquent un basculement vers le SE, au Sud du Linéament de Montaña, qui a joué en faille normale.*

**Références**

- Bloom, A. L. (1991). Geomorphology: a systematic analysis of Late Cenozoic landforms, Prentice-Hall, New Jersey pp.
- Cox, R. T. (1994). "Analysis of drainage basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment." Geological Society of America Bulletin 106: 571-581.
- Crave, A. (1995). Quantification de l'organisation des réseaux hydrographiques, Mémoires Géosciences Rennes n°65.
- Deffontaines, B. and J. Chorowicz (1991). "Principles of drainage basin analysis from multisource data : application to the structural analysis of the Zaïre Basin." 194: 237-263.
- Delcaillau, B., B. Deffontaines, et al. (1998). "Morphotectonic evidence from lateral propagation of an active frontal fold; Pakuashan anticline, foothills of Taiwan." Geomorphology 24: 263-290.
- Hare, P. W. and T. W. Gardner (1985). Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. Tectonic Geomorphology: Proceedings of the 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium, Allen & Unwin, Boston.
- Horton, R. E. (1945). "Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology." Geological Society of America Bulletin 56: 275-370.
- Keller, E. A., L. Gurrola, et al. (1999). "Geomorphic criteria to determine direction of lateral propagation of reverse faulting and folding." Geology 27: 515-518.
- Keller, E. A. and N. Pinler (1996). Active tectonics : earthquakes, uplift, and landscape, Prentice Hall 338 pp.
- Kirchner, J. W. (1993). "Statistical inevitability of Horton's laws and the apparent randomness of stream channel networks." Geology 21: 591-594.
- Knighton, D. (1998). Fluvial forms and processes, Edward Arnold, New York 380 p. pp.
- Melton, M. A. (1958). "Geometric properties of mature drainage systems and their representation in a E4 phase space." Journal of Geology 66: 35-54.
- Montgomery, D. R. and W. E. Dietrich (1988). "Where do channels begin ?" Nature 336: 232-234.
- Morisawa, M. (1985). Rivers, Longman, London and New-York pp.
- Prudhomme, R. (1972). "Analyse morphostructurale appliquée à l'Aquitaine occidentale et au golfe de Gascogne. Définition d'une méthodologie cartographique interprétative." Bulletin de l'Institut Géologique du Bassin d'Aquitaine, Bordeaux 4: 365 p.
- Schumm, S. A. (1956). "Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey." Geological Society of America Bulletin 67: 597-646.
- Sieh, K. and R. H. Jahns (1984). "Holocene activity of the San Andreas fault at Wallace Creek, California." Geological Society of America Bulletin 95: 883-896.
- Strahler, A. N. (1957). "Quantitative analysis of watershed geomorphology." Geophysical Union Transactions 38: 913-920.

## FICHE 4D : MORPHOLOGIE DES FRONTS DE CHAÎNE

<b>Contexte tectonique</b>	Mouvements verticaux : failles normale, inverse, anticlinaux
<b>Echelle spatiale</b>	régionale
<b>Echelle temporelle</b>	Long terme
<b>Outils d'observation</b>	Cartes topographiques, Modèles Numériques de Terrain
<b>Validation par autres méthodes</b>	Calibration des taux des surrection et datations grâce aux terrasses alluviales datées.

### Principe

Dans les ceintures de chevauchement (contexte de convergence), les fronts de chaîne sont les lieux de la propagation de la déformation active. Ils sont donc à la fois les endroits où la déformation se localise, et ils constituent également une frontière entre un domaine en train de se déformer et un domaine encore non déformé. Leur morphologie fait donc souvent l'objet d'études spécifiques utilisant les indices morphométriques décrits précédemment pour quantifier leur topographie et le réseau hydrographique qui les arrose (relief, pentes, profils de rivières, profils topographiques transversaux, densité de drainage, ...), l'étude de la déformation de terrasses (cf. fiches 5), mais également des indices qui quantifient la géométrie de cette frontière (Willemin and Knuepfer, 1994; Delcaillau et al., 1998; Keller et al., 1999). Parmi ces derniers, on utilise principalement la sinuosité du front de chaîne (encadré 1) qui dépend de la compétition entre l'incision des cours d'eau et la surrection (Bull, 1978; Willemin and Knuepfer, 1994; Delcaillau et al., 1998). Le principal objectif est d'analyser la propagation de la surrection à la fois longitudinalement et vers l'avant.

**Encadré 1 : Sinuosité des fronts de chaîne (Bull, 1978)**

<b>Echelle spatio-temporelle</b>	Régionale (fronts de 10-100 km long), long terme
<b>Résolution</b>	Résolution > densité de drainage, pixel ≤ 50 m
<b>Activité tectonique</b>	actif : taux bien supérieurs aux taux d'érosion des petits cours d'eau

**Principe**

La sinuosité des fronts montagneux est définie comme :

$$S_{mf} = L_{mf} / L_s$$

Où  $L_{mf}$  est la longueur du front montagneux, défini comme une rupture de pente prononcée au pied d'une montagne, qui sépare la chaîne de son piedmont, et  $L_s$  la distance rectiligne.

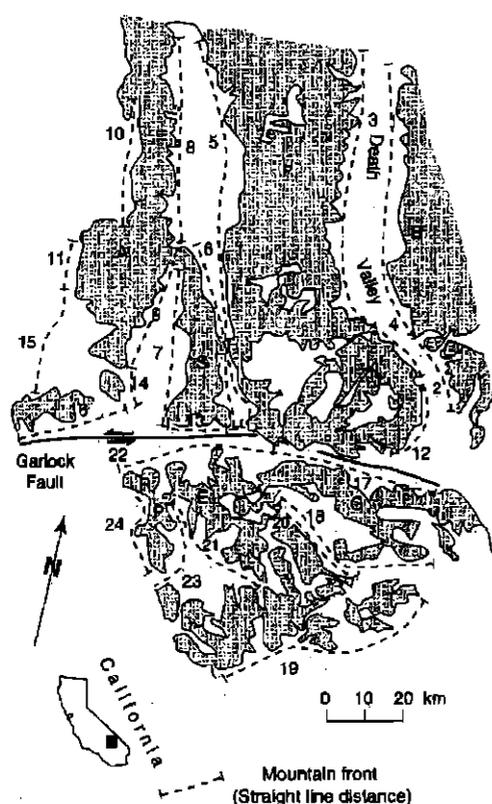
C'est un indice qui reflète la compétition entre les processus érosifs qui ont tendance à inciser le front, et les forces tectoniques qui ont tendance à produire des escarpements raides et rectilignes, ayant des valeurs de sinuosité faibles. Si la surrection tectonique cesse ou ralentit, l'érosion va creuser le front qui va devenir plus sinueux. On considère que des valeurs de sinuosité >3 caractérisent des fronts inactifs.

**Exemple régional : faille de Garlock, Californie (Bull and McFadden, 1977)**

**Zone étudiée** Région de 100 km par 50 km

**Objets mesurés** Fronts > 50 km de long

**Résolution du document utilisé** Carte topographique 1 :250000 ?



Mountain Front	No.	Mountain-Front Sinuosity
<b>NORTHERN SUBAREA</b>		
Black Mountains	B-1	1.4
Black Mountains	B-2	3.1
Panamint Range	P-3	3.4
Panamint Range	P-4	2.9
Panamint Range	P-5	1.6
Slate Range	S-6	1.8
Slate Range	S-7	1.4
Argus Range	A-8	2.5
Argus Range	A-9	2.0
Argus Range	A-10	1.2
Argus Range	A-11	1.5
<b>TRANSITIONAL SUBAREA</b>		
Panamint Range	P-12	3.5
Slate Range	S-13	4.0
Argus Range	A-14	4.1
Argus Range	A-15	7.2
Argus Range	A-16	2.6
<b>SOUTHERN SUBAREA</b>		
Granite Mountains	G-17	2.7
Granite Mountains	G-18	3.4
Tiefort Mountains	T-19	3.0
Eagle Crags	E-20	1.8
Eagle Crags	E-21	6.0
Robbers Mountains	R-22	6.5
Pilot Mountain	P-23	3.4
Pilot Mountain	P-24	3.6

*Sinuosité du front montagneux au Nord et au Sud de la faille de Garlock.*

Les lignes en pointillé représentent les longueurs rectilignes des fronts qui ont été évalués. Les lignes en trait plein qui délimitent les zones grisées représentent les fronts de chaîne. Les valeurs de sinuosité de front de chaîne définissent trois groupes d'activité :

- au Nord de la faille de Garlock, une activité tectonique intense avec une sinuosité faible (entre 1.0 et 1.6) ;
- Dans la partie centrale de la carte, une zone de transition avec des valeurs un peu plus élevées de sinuosité ;
- Au Sud de la faille de Garlock, une zone à activité tectonique faible avec de fortes valeurs de sinuosité (1.8-5).

## **Références**

- Bull, W. B. (1978). Geomorphic tectonic classes of the south front of the San Gabriel Mountains, California. U.S. Geological Survey Contract Report. Menlo Park, CA, Office of Earthquakes, Volcanoes, and Engineering. **14-08-001-G-394**.
- Bull, W. B. and L. D. McFadden (1977). "Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California." Geomorphology **1**: 15-32.
- Delcaillau, B., B. Deffonlaines, et al. (1998). "Morphotectonic evidence from lateral propagation of an active frontal fold; Pakuashan anticline, foothills of Taiwan." Geomorphology **24**: 263-290.
- Keller, E. A., L. Gurrola, et al. (1999). "Geomorphic criteria to determine direction of lateral propagation of reverse faulting and folding." Geology **27**: 515-518.
- Willemin, J. H. and P. L. Knuepfer (1994). "Kinematics of arc-continent collision in the central range of Taiwan inferred from geomorphic analysis." Journal of Geophysical Research-Solid Earth **99**: 20267-20280.

## FICHE 4E MORPHOLOGIE DES ESCARPEMENTS

<b>Contexte tectonique</b>	Failles normales, taux subsidence > taux d'érosion (de versant)
<b>Echelle spatiale</b>	Structure : escarpements quelques dizaines de m de haut / qqes 100 m de haut pour escarpements à long terme
<b>Echelle temporelle</b>	Sismique / long terme pour facettes
<b>Documents utilisés</b>	Relevés topographiques de terrain; cartes topographiques, Modèles Numériques de Terrain
<b>Validation par autres méthodes</b>	Modélisation de la dégradation des escarpements par diffusion

### Principe

L'escarpement de faille est une forme principalement associée aux failles normales (cf. fiche 3B). Les caractéristiques géomorphologiques d'un escarpement de faille peuvent être utilisées pour accéder à l'âge du(es) déplacement(s) sur cette faille.

En effet, un escarpement est produit par une rupture en surface, puis dégradé par les processus érosifs. Un escarpement produit dans des matériaux sans cohésion (sables, marnes, débris) est caractérisé par une pente très raide (environ 35°) et une rupture de pente aiguë à la crête de l'escarpement. L'érosion de l'escarpement a ensuite tendance à diminuer sa pente globale et à adoucir sa crête (cf. fiche 3B) (Wallace, 1977). Dans certains cas, cette érosion peut être modélisée numériquement par une loi de diffusion, ce qui permet de prédire la forme des escarpements en fonction de l'âge et de la vitesse du mouvement tectonique. Ce type d'évolution peut être généralisé à d'autres types d'escarpement avec des matériaux plus cohérents. L'âge de l'escarpement peut alors être corrélé à sa pente (normalisée à sa hauteur) (Buckman and Anderson, 1979), ou à la courbure de la rupture de pente de la crête (Wallace, 1977).

Pour les escarpements enregistrant une déformation sur plusieurs millions d'années et formant des fronts de chaîne de l'ordre de centaines de mètres de haut, l'analyse morphométrique des facettes triangulaires découpées par le réseau hydrographique peut permettre de comparer les âges de mouvements le long d'une faille et donc la propagation de la déformation (Carozza and Delcaillau, 2000).

### Mise en œuvre

Trois approches permettent d'aborder l'analyse quantitative du processus de dégradation d'un escarpement :

- La première repose sur une solution analytique à l'équation de diffusion dans le cas d'escarpements de forme initiale prédéfinie (Nash, 1980; Andrews and Hanks, 1985), qui peut être déterminée à l'aide des paramètres rhéologiques des matériaux, de la géométrie de la faille, et de la modélisation de la source sismique.
- La deuxième s'intéresse à la distribution statistique des pentes de l'escarpement, qui peut être ajustée par une gaussienne dont la variance donne le coefficient de

dégradation de l'escarpement. Cette approche permet de s'affranchir de la forme initiale de l'escarpement (à condition de prendre plusieurs profils le long de l'escarpement), et elle permet de comparer l'âge d'escarpements de quelques mètres de haut dans des alluvions non consolidées et en climat aride (Avouac, 1993; Avouac and Peltzer, 1993). Les escarpements constitués par plusieurs événements sismiques peuvent être analysés de cette façon en convoluant plusieurs gaussiennes, mais la solution est sous déterminée et il faut connaître au moins le lieu de la rupture des différents événements. Cette méthode peut être étendue à des milieux faiblement érosifs caractérisés en particulier par une couverture végétale continue via une correction d'âge.

- La dernière approche est celle de l'analyse numérique par différences finies qui permet de considérer des évolutions complexes d'escarpements lors de différents séismes (Nivière and Marquis, 2000).

Pour les escarpements à facettes triangulaires, élaborés à plus long terme, la hauteur des facettes donne un ordre de grandeur des mouvements verticaux, tandis que leur morphologie dépend de leur âge. Trois principaux indices sont utilisés pour décrire la morphologie des facettes : l'indice d'incision, l'indice de compacité et la pente moyenne des facettes.

L'indice de d'incision  $I=S/L$  est le rapport entre la longueur des bassins versants drainant le front et l'extension des facettes, et il diminue lors de la dégradation de l'escarpement. L'indice de compacité  $C=l/H$  est le rapport entre la largeur et la hauteur des facettes, et il augmente avec le temps. Le calcul des valeurs de ces trois indices le long d'un faille dans les Pyrénées, a permis de distinguer deux groupes de facettes montrant une propagation de la déformation sur celle-ci d'Est en Ouest (Carozza and Delcaillau, 2000).

### **Limites**

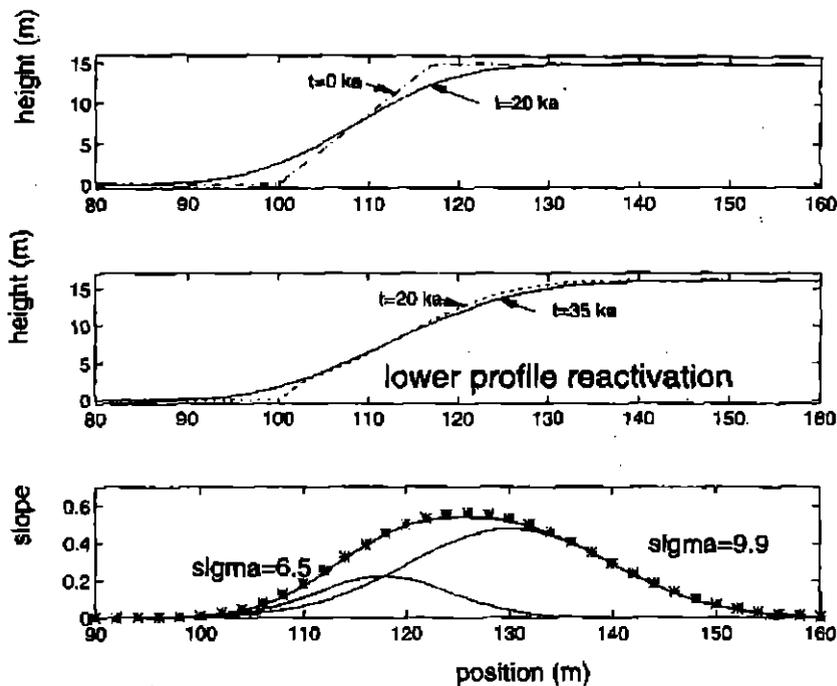
Un escarpement n'est pas forcément dû à une rupture tectonique récente, mais peut résulter de morphologies héritées dues à l'érosion différentielle des lithologies. Il faut donc au préalable bien s'assurer de l'origine tectonique de l'escarpement (décalage de marqueurs bien identifiés, ou lithologies homogènes de part et d'autre de l'escarpement ...).

L'analyse de la dégradation d'escarpements métriques nécessite une précision centimétrique qui ne peut être obtenue que par des mesures topographiques de terrain, et ne peut se faire avec un MNT.

**Exemple régional : talus de terrasses le long du graben du Rhin supérieur**  
(Nivière and Marquis, 2000)

<b>Zone étudiée</b>	Segment de faille de 15 km de long
<b>Objets mesurés</b>	Talus de 15 km de long et 10-12 m de haut
<b>Résolution du document utilisé</b>	Relevés topographiques (quelques cm)

L'analyse de profils le long de talus de terrasses Würmiennes dans la vallée du Rhin supérieur a permis de mesurer des taux d'incision de 0.2 à 0.85 mm/an entre 35 et 15 ka, durant deux épisodes liés à un forçage climatique. L'augmentation vers le Nord du taux d'incision met cependant en évidence un forçage tectonique avec l'incision d'un escarpement préexistant avant 30 ka.



*Ajustement du profil d'un escarpement d'âge 35 ka en prenant une fonction d'érosion en deux étapes. La figure du haut montre l'évolution de l'escarpement lors de la première étape d'érosion, et celle du milieu la réactivation, lors d'une deuxième étape, par un épisode d'incision à 15 ka. Sur la figure du bas, la distribution des pente est ajustée par la convolution de deux gaussiennes correspondant à chacun des deux épisodes. La plus petite gaussienne correspond à l'épisode d'incision. Connaissant l'âge de cette incision, la variance de cette gaussienne ( $\sigma$ ) permet de remonter au volume incisé et donc au taux d'incision, qui varie le long de l'escarpement selon les profils.*

## Références

- Andrews, D. J. and T. C. Hancks (1985). "Scarp degraded by linear diffusion: inverse problem for age." Journal of Geophysical Research **90**: 10,193-10,208.
- Avouac, J.-P. (1993). "Analysis of scarp profiles: evaluation of errors in morphologic dating." Journal of Geophysical Research **98**(B4): 6745-6754.
- Avouac, J.-P. and G. Peltzer (1993). "Active tectonics in Southern Xinjiang, China: analysis of terrace riser and normal fault scarp degradation along the Hotan-Qira Fault system." Journal of Geophysical Research **98**(B12): 21,773-21,807.
- Buckman, R. C. and R. E. Anderson (1979). "Estimation of fault-scarp ages from a scarp-height-slope angle relationship." Geology **7**: 11-14.
- Carozza, J.-M. and B. Delcaillau (2000). "Réponse des bassins versants à l'activité tectonique : l'exemple de la terminaison orientale de la chaîne pyrénéenne. Approche morphotectonique." Géomorphologie : relief, processus, environnement **1**: 45-60.
- Nash, D. B. (1980). "Morphologic dating of degraded normal fault scarps." Geology **8**: 353-360.
- Nivière, B. and G. Marquis (2000). "Evolution of terrace risers along the upper Rhine graben inferred from morphologic dating methods: evidence of climatic and tectonic forcing." Geophysical Journal International **141**: 577-594.
- Wallace, R. E. (1977). "Profiles and ages of young fault scarps, north-central Nevada." Geological Society of America Bulletin **88**: 1267-1281.

## FICHES 5 - DEFORMATION DE MARQUEURS GEOMORPHOLOGIQUES

### **Principe**

Afin de quantifier la vitesse de déplacement sur une structure tectonique, plusieurs types de marqueurs morphologiques peuvent être utilisés. Ces marqueurs permettent également d'identifier et de cartographier les segments de faille, sachant que la taille d'un segment de faille a une conséquence non négligeable sur le risque sismique.

Les marqueurs utilisés (terrasses fluviales et marines, cônes alluviaux, surfaces d'érosion ...) ont une élaboration très fortement contrôlée par les processus climatiques, qui peut être affectée par les mouvements tectoniques. Ce sont donc des enregistreurs discontinus dans le temps, liés aux grands changements climatiques et eustatiques, notamment aux cycles glaciaires/interglaciaires du Quaternaire, de période 100 à 500 ka, et dans l'espace, localisés pour la plupart à proximité des réseaux hydrographiques et des rivages. Cependant, là où ils sont présents, ce sont des marqueurs très performants, à la fois pour les mouvements verticaux et horizontaux, notamment grâce au développement des techniques de datation applicables à ces marqueurs. Dans les domaines à tectonique faible, il faut des marqueurs suffisamment anciens pour avoir enregistré une déformation observable (marqueurs > 100 ka pour des vitesses de 0.1 mm/an, et > 1Ma pour des vitesses de 0.01 mm/an). Se pose alors le problème de leur préservation de l'érosion.

### **Mise en œuvre**

Deux types de marqueurs sont utilisés :

- Les marqueurs de mouvements verticaux, qui sont des surfaces initialement planes et dont l'élaboration a été contrôlée par le niveau de base local, qui dépend des variations eustatiques du niveau marin. Ces variations du niveau marin sont connues et bien datées au Quaternaire, ce qui permet de bien connaître l'altitude initiale de ces marqueurs. Il s'agit de terrasses (fiche 5A) et de surfaces géomorphologiques d'érosion ou de comblement (fiche 5B).
- Les marqueurs de mouvements horizontaux, principalement liés au réseau hydrographique, qui est un objet linéaire, dont le décalage peut être mesuré (fiche 5C).

### **Limites**

Ces marqueurs permettent d'accéder à des taux de mouvement tectonique et d'érosion, mais ils ne sont présent que ponctuellement dans l'espace et de façon discontinue dans le temps. Ces marqueurs peuvent être également rapidement dégradés par l'érosion, et leur conservation dans le relief au-delà de quelques centaines de milliers d'années est rare.

FICHE 5A - TERRASSES

<b>Contexte tectonique</b>	Mouvements verticaux (principalement plis-failles inverses)
<b>Echelle spatiale</b>	Région, Structure
<b>Echelle temporelle</b>	10-700 ka, surrection à long-terme
<b>Documents utilisés</b>	Téledétection et MNT, terrain : cartographie des formations quaternaires
<b>Validation par autres méthodes</b>	méthodes de datations

**Principe**

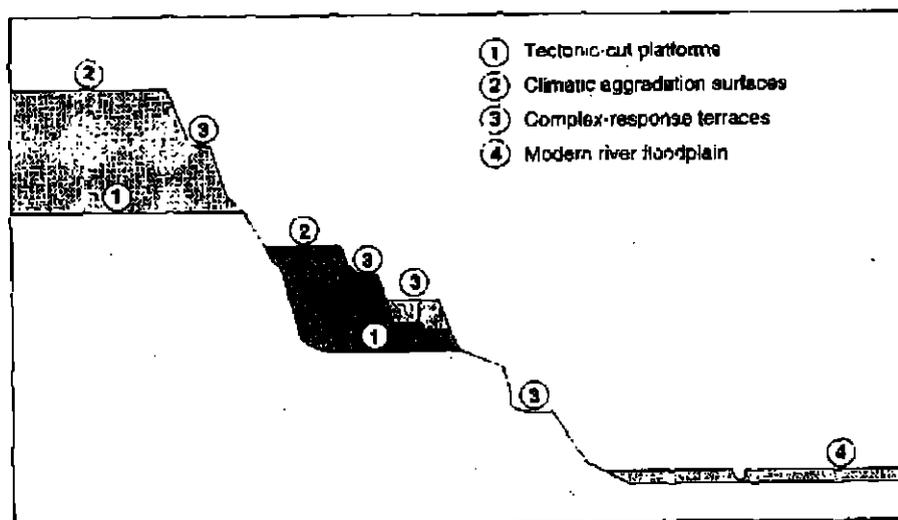
Les variations eustatiques du niveau marin pendant le quaternaire ont entraîné des perturbations brutales et périodiques des systèmes géomorphologiques, qui sont enregistrées notamment dans des morphologies planes appelées terrasses, fluviale en environnement continental (encadré 1), et marines en environnement côtier (encadré 2). Ce sont des bons marqueurs de tectonique verticale, puisque leur altitude initiale est reliée au niveau de base qui les a créés, et que leur âge est en général relativement bien contraint.

### Encadré 1 : Terrasses fluviales

<b>Echelle spatio-temporelle</b>	Région, structure, sur le long terme (10-500 ka)
<b>Résolution</b>	1:250000 à 1:25000 , en vertical, précision quasi métrique pour les terrasses récentes et les faibles taux de surrection
<b>Activité tectonique</b>	peu à très actif

### Principe

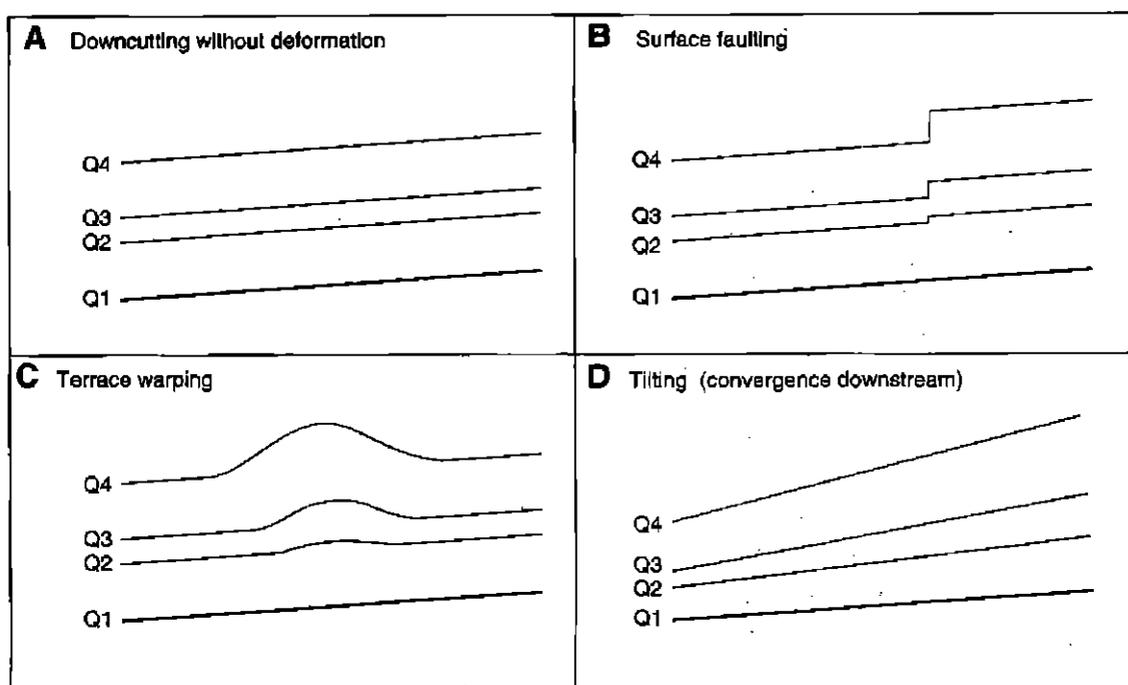
Quand une rivière atteint un équilibre dynamique, elle commence à former une plaine d'inondation qui est constituée d'une bande de terrain plat sur laquelle le lit de la rivière divague au cours du temps. Les dépôts de la plaine d'inondation comprennent à la fois les sédiments du lit de la rivière et les dépôts de crue. Ces dépôts distinguent une rivière alluviale d'une rivière à lit rocheux. Quand sous l'influence de variations des conditions d'équilibre de la rivière, elle incise sa plaine d'inondation pour atteindre un nouveau profil d'équilibre, la plaine d'inondation abandonnée devient une terrasse fluviale, qui constitue un promontoire plat au-dessus du lit de la rivière. On peut classer les terrasses en trois types :



- 1) Les terrasses rocheuses créées par une incision induites par un mouvement tectonique. Ces terrasses ne sont recouvertes que d'une fine couche d'alluvions;
- 2) Les terrasses alluviales créées par une aggradation de dépôts alluviaux épais lors des épisodes de changements climatiques, notamment lors des périodes interglaciaires, qui sont des périodes d'aggradation intense ;
- 3) Les terrasses à réponse complexe créées par le passage d'un seuil critique dans les processus d'évolution du paysage sans forçage externe. Ces terrasses sont étroites et isolées, on ne les retrouve pas sur les deux rives.

L'abandon et l'incision d'une terrasse se fait sur des périodes de temps très courtes. Les terrasses fluviales enregistrent donc l'incision des rivières spontanément, à la fois lors des grands changements climatiques (variation du niveau marin et de la production sédimentaire), et lors mouvements tectoniques verticaux. Ce sont probablement les morphologies les plus utilisées pour détecter et mesurer l'activité tectonique sur les 700 derniers ka. Ce sont des marqueurs qui peuvent être datés ponctuellement à l'aide de datations absolues ou biostratigraphiques. Les corrélations entre terrasses se font ensuite sur des critères basés sur leur position topographique, sur le degré de développement des profils de sols, et sur la continuité latérale des terrasses les plus basses et les plus récentes.

### Mise en œuvre



Trois types de déformation peuvent être détectées et tracées à l'aide des terrasses climatiques par rapport à une incision sans déformation (A) :

**B. Rupture de la surface des terrasses.** En connaissant l'âge des différentes terrasses et en mesurant leur déplacement en surface, il est possible de calculer des taux de glissement sur un système de failles (Rockwell et al., 1984; Avouac et al., 1993). L'intérêt des terrasses comme marqueurs de rupture est triple. (1) les terrasses étant assez plates, les escarpements de failles sont susceptible d'être mieux préservés qu'en environnement très escarpé ; (2) Les terrasses constituent des marqueurs stratigraphiquement bien datés, ce qui permet de caler la chronologie de la rupture ; (3) l'âge des escarpements dans des sédiments meubles (ce qui est le cas des alluvions des terrasses) peut être déterminé à l'aide d'un modèle de dégradation d'escarpement (cf. Fiche 4E), ce qui permet de bien dater les talus des terrasses.

*C. Bombement des terrasses* : Les rivières qui ont formées les terrasses devait être en équilibre dynamique. Leur profil en long devait donc avoir une forme concave typique (cf. fiche 4A). L'analyse du profil en long des terrasses permet donc de détecter des anomalies par rapport à leur forme initiale (Bullard and Lettis, 1993). Il faut néanmoins s'assurer que la convexité des profils de terrasses n'est pas due à une variation de résistance des roches. Un bon test consiste à s'assurer que les terrasses les plus anciennes sont plus bombées que les terrasses plus récentes.

*D. Basculement des terrasses* : Si l'incision des terrasses est accompagnée d'un basculement régional, les profils des terrasses successives vont converger ou diverger, le basculement étant plus marqué pour les terrasses les plus anciennes.

Une autre utilisation des terrasses consiste à les utiliser comme marqueur de cours d'eau abandonnés afin de détecter des modifications du réseau de drainage. L'utilisation des vallées sèches (vallées témoignant du passage ancien d'un cours d'eau, mais qui n'est plus actuellement drainé), qui peuvent éventuellement être surmontées de terrasses résiduelles a notamment mis en évidence des migrations du réseau de drainage qui dues à la propagation latérale d'un chevauchement (Boudiaf et al., 1998; Keller et al., 1998; Keller et al., 1999).

### **Limites**

Seuls les grands cours d'eau ont des plaines d'inondation et donc des terrasses. Pour les petits bassins versants, l'incision du réseau n'est donc pas enregistrée. C'est donc une mesure discontinue.

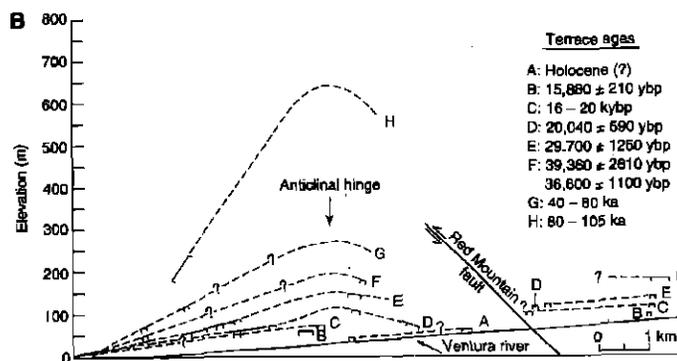
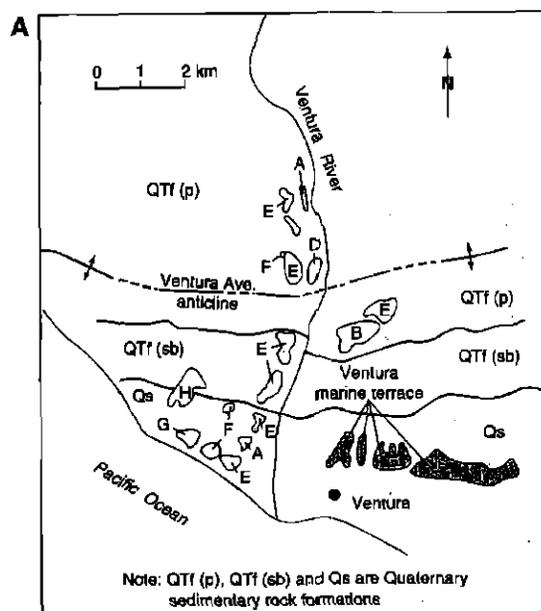
La datation des terrasses a souvent été établie de façon relative en corrélant les terrasses aux variations climatiques quaternaires. Mais cette datation doit être regardée attentivement car en absence de datation absolue, les corrélations des terrasses entre-elles peuvent être erronées.

**Exemple régional : anticlinal de Ventura Avenue, Californie** (Rockwell et al., 1988)

**Zone étudiée** Anticlinal de 10 km de long

**Objets mesurés** 8 terrasses entre 15 et 500 ka, jusqu'à 300 m de soulèvement

**Taux de surrection** Photos aériennes, cartes topographiques 1:25000 et 1:50000, cartographie de terrain, sondages



(A) Carte des terrasses de la rivière Ventura sur l'anticlinal de Ventura Avenue et (B) profils des terrasses à travers cet anticlinal.

Huit terrasses ont été identifiées sur l'anticlinal de Ventura Avenue, dont cinq ont été datées entre 15 et 100 ka. Leur position a ainsi permis d'accéder à l'évolution du taux de surrection dans le temps et à travers le pli. On a ainsi montré que bien que le taux de raccourcissement restait constant, le taux de surrection diminuait de 7 mm/a à 4 mm/a au cours du plissement. Un modèle de plissement au-dessus d'un décollement proche de la surface permet d'expliquer cette évolution.

### **Encadré 2 : Terrasses marines et morphologies côtières**

<b>Echelle</b>	Régionale, structure
<b>Résolution</b>	Peu contraignante
<b>Taux de Surrection</b>	Modéré à très actif, supérieur à la variabilité eustatique

#### **Principe**

Les terrasses marines sont des paléo-plateformes découpées par les vagues ou par bio-érosion dans la zone intertidale des côtes rocheuses, leur intersection avec la falaise marine marque un paléo-niveau marin. Tout comme les terrasses fluviales, la position de plusieurs générations de terrasses marines par rapport au niveau marin actuel et leur déformation peuvent être utilisées comme marqueurs de surrection tectonique à long terme. De même, les plateformes corallières peuvent être utilisées pour les environnements carbonatés et chauds. En effet, les terrasses et les plateformes corallières sont des morphologies qui peuvent être préservées dans la topographie pendant des périodes de quelques centaines de milliers d'années et qui peuvent donc bien tracer les mouvements verticaux quaternaires en déconvoluant le signal eustatique (Bull, 1985).

Certaines autres morphologies côtières telles que les encoches marines ou les zones de mortalité d'organismes inter-tidaux, en revanche, peuvent marquer des déformations co-sismiques.

#### **Références**

- Avouac, J. P., P. Tapponnier, et al. (1993). "Active thrusting and folding along northern Tien Shan and Late Cenozoic rotation of the Tarim relative to Dzungaria and Kazakhstan." *Journal of Geophysical Research* **98**(B4): 6755-6804.
- Boudiaf, A., J.-F. Ritz, et al. (1998). "Drainage diversions as evidence of propagating active faults: example of the El Asnam and Thenia faults, Algeria." *Terra Nova* **10**: 236-244.
- Bull, W. B., Ed. (1985). *Correlation of flights of global marine terraces*. Tectonic geomorphology. The Binghampton Symposia in Geomorphology: International series, N°15. Boston, Allen & Unruh.
- Bullard, T. F. and W. R. Lettis (1993). "Quaternary fold deformation associated with blind thrust faulting, Los Angeles basin, California." *Journal of Geophysical Research* **98**(B5): 8349-8369.
- Keller, E. A., L. Gurrola, et al. (1999). "Geomorphic criteria to determine direction of lateral propagation of reverse faulting and folding." *Geology* **27**: 515-518.
- Keller, E. A., R. L. Zepeda, et al. (1998). "Active tectonics at Wheeler Ridge, southern San Joaquin Valley, California." *Geological Society of America Bulletin* **110**: 298-310.
- Rockwell, T. K., E. A. Keller, et al. (1984). "Chronology and rates of faulting of Ventura river terraces, California." *Geological Society of America Bulletin* **95**: 1466-1474.
- Rockwell, T. K., E. A. Keller, et al. (1988). "Quaternary rate of folding of the Ventura Avenue anticline, Western Transverse Ranges, Southern California." *Geological Society of America Bulletin* **100**: 850-858.

FICHE 5B -

SURFACES GEOMORPHOLOGIQUES

<b>Contexte tectonique</b>	Mouvements verticaux (principalement plis-failles inverses)
<b>Echelle spatiale</b>	Région
<b>Echelle temporelle</b>	surrection à long-terme
<b>Documents utilisés</b>	Télédétection et MNT, terrain : cartographie des formations superficielles
<b>Validation par autres méthodes</b>	méthodes de datations

**Principe**

Dans les régions où les sédiments récents sont absents, l'analyse de paléo-surfaces géomorphologiques (d'érosion et de comblement), liées à des hiatus de sédimentation et donc généralement à des épisodes de position basse du niveau de base, se révèle particulièrement utile pour mesurer les taux de mouvements verticaux et des taux d'érosion. L'utilisation est la même que celle des terrasses fluviales, quoique plus généralisée. Le problème principal de leur utilisation est la datation et l'identification de ces surfaces (surface karstique, latérite, surface d'érosion glaciaire, d'abrasion marine ...). Cette identification est effectuée à l'aide de l'analyse des dépôts qui leur sont éventuellement associés ou des paléosols et figures d'altérations (Dewolf and Pomerol, 1997). Il est possible de les dater soit par considération des dépôts qui leur sont superposés (mais certaines d'entre-elles sont polygéniques et donc hétérochrones), soit en établissant la succession de différentes surfaces grâce à leur recoupement et à la corrélation avec des échelles eustatiques.

**Mise en œuvre**

L'extraction de surfaces planes étagées peut être effectuée automatiquement à partir des cartes topographiques, mais surtout à l'aide des MNT (détection d'un seuil de pente), ce qui permet également leur visualisation, soit en carte, soit en coupe, ou même en bloc diagramme, et ainsi la mesure de taux de surrection et même de raccourcissement pour les surfaces plissées (Champion et al., 2000). A partir de l'altitude de ces surfaces, on peut accéder à des taux de surrection, de part et d'autres de structures tectoniques, moyennant leur identification et leur datation. L'analyse des surfaces ainsi obtenues peut permet : (1) d'identifier différents niveaux d'altitude des surfaces planes, pouvant correspondre à des surfaces d'âges différents plus ou moins soulevées (Colleau and Lenotre, 1991) ; (2) de détecter des discontinuités liées à des accidents tectoniques affectant les surfaces cartographiées. Par exemple, l'analyse d'image d'une carte des surfaces enveloppes obtenues par interpolation à partir des zones planes extraites d'un MNT, combinée à celle des drainages hydrographiques a permis d'établir une carte morpho-néotectonique de l'Est de la France (Deffontaines et al., 1992).

## **Références**

- Champion, C., P. Choukroune, et al. (2000). "La déformation post Miocène en Provence occidentale." Geodinamica Acta **19**: 67-85.
- Colleau, A. and N. Lenotre (1991). "A new digital method for analysis of neotectonics applied to the Bonnevaux-Chambaran area, France." Tectonophysics **194**: 295-305.
- Deffontaines, B., J.-P. Cadel, et al. (1992). "L'analyse des surfaces enveloppes appliquée à l'étude morpho-structurale de l'est de la France." Geodinamica Acta **5**(4): 279-292.
- Dewolf, Y. and C. Pomerol (1997). "Surfaces d'érosion polygéniques dans les formations cénozoïques du Bassin Parisien." Bulletin de la Société géologique de France, (7) **168**(4): 473-482.

FICHE 5C - CONES ALLUVIAUX ET PALEO-RESEAU HYDROGRAPHIQUE

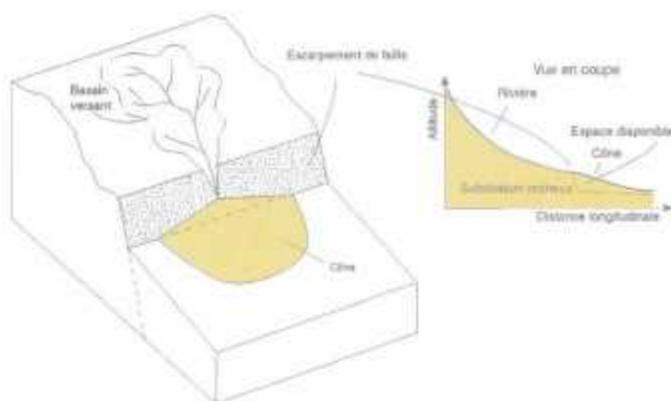
<b>Contexte tectonique</b>	Décrochements principalement + Mouvements verticaux
<b>Echelle spatiale</b>	Région, Structure
<b>Echelle temporelle</b>	Long terme, sismique
<b>Documents utilisés</b>	Téledétection et MNT, terrain : cartographie des formations quaternaires
<b>Validation par autres méthodes</b>	méthodes de datations, modélisation des processus d'érosion en amont et de dépôt dans les cônes

**Principe**

Les cônes de déjection sont une accumulation de matériel dont la forme géométrique correspond au segment d'un cône. Ce dépôt est lié à une baisse de régime hydrodynamique au front de chaînons montagneux, au bas d'escarpements, ou au débouché des torrents sur la plaine alluviale, où intervient une baisse brutale de la pente et un changement de confinement (Collinson, 1978). Les cônes sont donc des témoins de la position d'un cours d'eau et des conditions d'érosion de son bassin versant à un temps donné. Ils constituent donc des marqueurs des déplacements verticaux ou horizontaux ainsi que des changements des conditions tectoniques et climatiques.

Des critères sédimentologiques et morphologiques ont amené à distinguer deux principaux types de cônes (Bull, 1991) qui ont une utilisation en tant que marqueur tectonique différente :

- *les cônes tectoniques* (encadré 1) dus à la création d'un espace disponible par une surrection relative de la partie amont en érosion par rapport à la plaine de dépôt. Les cônes tectoniques sont plus épais que les cônes climatiques et sont constitués de séquences sédimentaires plus continues. Ces cônes sont utilisés comme marqueur de tectonique verticale en appliquant une approche qui utilise l'analyse de relations morphométriques pour remonter au contexte tectonique (cf. Fiches 4).



*Schéma illustrant la notion d'espace disponible pour le dépôt d'un cône tectonique créé par un escarpement de faille.*

- les cônes climatiques (encadré 2) liés à des changements brutaux de climats, notamment lors des périodes interglaciaires, qui sont des périodes d'aggradation intense. Ce sont de tels cônes, produits pendant de brèves périodes puis abandonnés, qui vont servir de marqueurs pour le déplacement latéral le long des failles actives.

D'autres types de marqueurs de paléo-réseaux (vallées sèches, chenaux abandonnés, crêtes) sont également utilisés pour mesurer les taux de décrochement (encadré 3, et fiche 3A).

### **Limites**

Bien qu'on en trouve également dans les climats tempérés, les cônes se développent principalement dans les endroits à fort relief où il y a un apport abondant de sédiments, principalement dans les climats semi-arides.

**Encadré 1 : Morphométrie des cônes tectoniques**

<b>Echelle spatio-temporelle</b>	Régions de 10-100km, cônes 0.5-10 km <sup>2</sup>
<b>Résolution</b>	50-250 m
<b>Activité tectonique</b>	Taux de surrection important (très actif), T=E dans le réseau

**Principe**

Les indices morphologiques utilisés pour caractériser les cônes sont principalement leur surface, leur pente, leur élongation ou tout autre index de forme, et leur hauteur. Ces indices ont été mis en relation avec les caractéristiques morphologiques des bassins versants d'alimentation, afin de vérifier l'équilibre du système bassin-cône, équilibre qui dépend du climat, de la lithologie, et du contexte tectonique. Pour des cônes situés dans un même climat et sur des lithologies comparables, de telles relations devraient donc permettre de remonter au paramètre tectonique (Bull,1964; Hooke,1968; Oguchi and Ohmori,1994; Ferrill et al.,1996; Guzzetti et al.,1997).

La relation la plus utilisée est celle entre la surface des cônes ( $A_c$ ) et l'aire drainée des bassins versants qui les alimentent ( $A_d$ ) ajustée soit par une loi de puissance caractéristique d'un état d'équilibre des cônes avec leur environnement lithologique et tectonique et dont l'exposant est relativement constant dans un même environnement climatique (Hooke,1968), soit par une régression linéaire dont la pente dépend du taux de surrection tectonique (Ferrill et al.,1996).

Ces relations permettent donc soit de comparer des régions entre-elles, soit de détecter un déséquilibre entre le bassin et le cône qui lui fait face, dû à un décalage du cône par rapport au débouché du bassin versant (cf. encadré 2) ou à un réarrangement du réseau hydrographique (captures ...).

Limite :

L'effet d'hétérogénéité du climat, du relief et des lithologies rend parfois difficile la calibration de telles relations en fonction du taux de surrection.

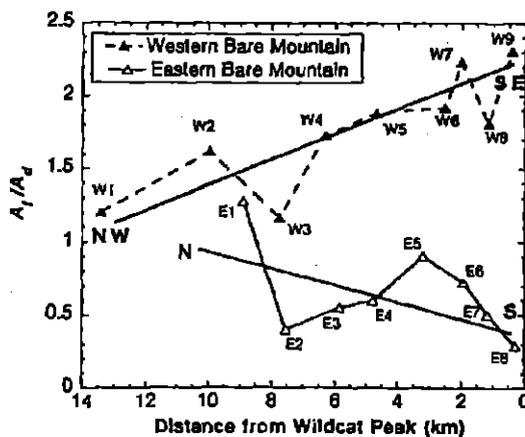
**Exemple régional : Faille de Bare Mountain, province des Basin and Range (Ferrill et al., 1996)**

**Echelle de mesure** 2 régions d'environ 15 km, 17 cônes de 0.5 à 10 km<sup>2</sup>

**Document utilisé** Cartes topographiques et géologiques

**Taux de Subsidence** >0.02 mm/a, depuis qqes 100 ka.

Des corrélations positives linéaires ont été déterminées entre l'aire drainée des bassins versants et l'aire des cônes, sur des bassins de 1 à 10 km<sup>2</sup> situés dans la région des « basins and range », dont la pente (entre 0.7 et 1.8) dépend du contexte tectonique, c'est-à-dire ici de la quantité de glissement et du pendage d'une faille normale active qui est située entre les cônes et leur bassin versant d'alimentation.



Rapports  $A_c/A_d$  pour la Bare Mountain reportés en fonction de la distance le long de la structure. Deux groupes apparaissent : ceux situés sur le flanc SW de la montagne, (W1-9), avec des rapports élevés entre 1.2 et 2.3, et ceux situés sur le flanc Est (E1 à E8) ayant des rapports moins élevés de 0.3 à 1.3, à cause d'une accumulation verticale due au mouvement normal au Pléistocène et à l'Holocène de la faille de Bare Mountain qui se situe entre les cône et leur bassin d'alimentation. La diminution du rapport du Nord (E1) vers le Sud (E7-8) suggère une augmentation du jeu de la faille vers le Sud.

**Encadré 2 : Mesure de taux de décrochement à l'aide de cônes climatiques**

<b>Echelle</b>	Failles 10-100 km, cônes 0.5-10 km de large
<b>Résolution</b>	Résolution à 50-100 m (1/10 taille cône), sauf si décrochement très rapide
<b>Taux de décrochement</b>	> 1 mm/a, sur le long terme (décalage > 100 m entre deux interglaciaires)

Le décalage de cônes climatiques abandonnés est utilisé comme marqueur du déplacement le long de failles actives décrochantes, notamment grâce à de nouveaux outils de datation, tels que les isotopes cosmogéniques (Keller et al.,1982; Peltzer et al.,1989; Ritz et al.,1995; Siame et al.,1997; Brown et al.,1998; Carretier et al.,1998). L'utilisation de la relation entre la surface du cône et l'aire drainée du bassin d'alimentation peut également permettre de détecter des décalages latéraux des cônes (cf. encadré 1).

Une autre approche est de mesurer la déformation d'un cône par son analyse morphométrique. Par exemple, un cône qui a subi un basculement a des courbes de niveau qui peuvent être ajustées par une série d'ellipses dont l'allongement permet de calculer ce basculement (Pinter and Keller,1995). De même, un décrochement dans le cadre d'une sédimentation continue peut être détecté et mesuré à l'aide d'un indice de symétrie si le déplacement sur la faille est supérieur à 1.2 fois la hauteur du cône (Champion,1999).

Limite :

Les cônes climatiques, produits lors des périodes interglaciaires grâce à un transport fluvial important du matériel produit par la dégradation des versants pendant les périodes glaciaires, ne sont préservés de l'érosion que si les périodes d'incision du réseau sont suffisamment courtes et espacées entre les périodes de production de sédiments mobilisables sur les versants(Carretier et al.,1998).

**Exemple régional : faille de San Andreas, Californie (Keller et al., 1982)**

<b>Echelle de mesure</b>	Segment de un km
<b>Objets mesurés</b>	1 cône de 700 m de large
<b>Résolution document</b>	Photo aérienne, terrain

La cartographie d'un cône alluvial décalé et des morphologies associées à une faille décrochante a permis de quantifier le jeu sur un segment de la faille de San Andreas. La datation de ce cône a été établie de façon relative, par comparaison du degré de développement des profil de sol avec des sols datés du désert de Mojave, qui contraint un âge entre 70 et 30 ka.

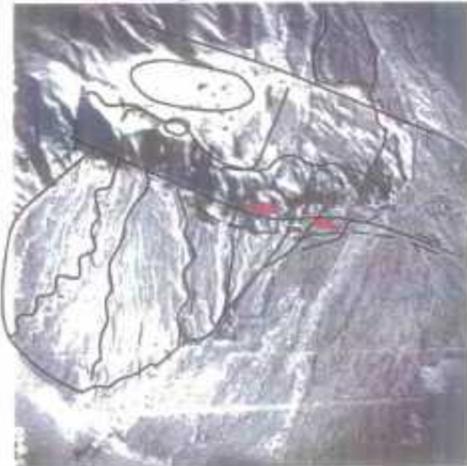
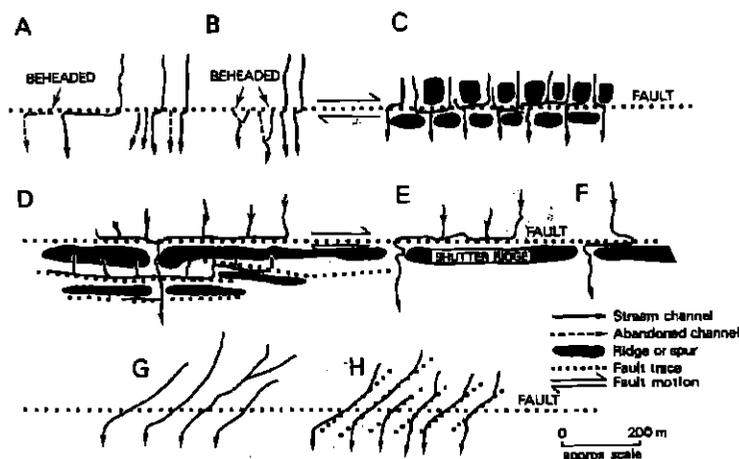


Photo et carte schématique du cône décalé (Qf2). Les points numérotés correspondent aux profils de sols analysés pour dater le cône.

**Encadré 3 : Mesure de taux de décrochement à l'aide de décalage du réseau hydrographique**

<b>Echelle</b>	Segments de faille 1-10 km
<b>Résolution</b>	1/25000 à 1/10000 selon la vitesse de décrochement
<b>Taux de décrochement</b>	Modéré à très actif

La figure suivante résume la façon dont les chenaux et les crêtes décalés et défléchis permettent de mesurer le déplacement sur une faille décrochante, et les pièges qui peuvent survenir quand on mesure les décalages apparent en corrélant les chenaux d'un compartiment à l'autre de la faille. L'exemple régional sur Wallace Creek est un exemple d'une reconstitution de plusieurs phases de décrochement à l'aide de l'analyse des alluvions marquant des cours d'eau abandonnés à la suite d'un mouvement latéral.



Représentation schématique de motifs de réseau de drainage le long de la faille de San Andreas dans la plaine de Carrizo, Californie, d'après Wallace, 1975. (A) et (B) : décalage de chenaux. Le disalignement des chenaux est directement relié à la quantité de déplacement sur la faille et à l'âge du chenal. Les rivières captées sont courantes (beheaded). (C)-(F) combinaison de décalage et de déflexion des chenaux. (C) décalages composites d'éperons rocheux et décalage et déflexion dextre et sénestre de chenaux. (D) drainage en treillis produit par plusieurs segments de faille séparés par des éperons barrant. (E) La combinaison de décalage et déflexion par un éperon barrant exagère le rejet dextre apparent. (F) Motif en 'Z' produit par la capture d'un chenal adjacent suivi d'un glissement dextre. (G) et (H) 2 types de faux décalages apparents. (G) déflexion de rivières dues à une surrection différentielle de part et d'autre d'une faille. (H) Déflexion de rivières due au passage d'une zone de failles en échelon.

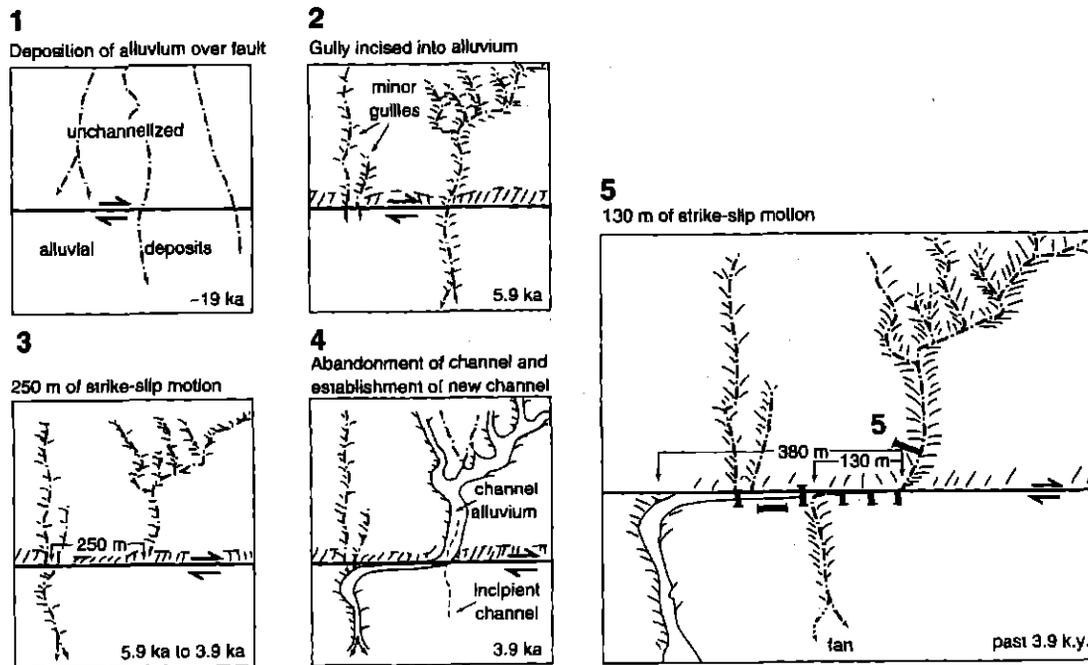
**Exemple régional : Déviation du cours de Wallace Creek, f. San Andreas**  
(Sieh and Jahns, 1984)

**Echelle de mesure** Segment de faille de 100 à 400 m

**Document utilisé** Carte, photo aérienne

**Taux de décrochement** (2-3 cm/an) depuis 20 ka

Wallace Creek est un cours d'eau temporaire qui coule à angle droit par rapport à la faille de San Andreas, et qui a été décalé de 400 m par cette faille. L'excavation de tranchées et a permis de reconstituer la séquence d'érosion et de dépôt et de déterminer les taux de glissement grâce à la datation au  $^{14}\text{C}$  des sédiments.



1. dépôt d'alluvions sur la faille ; 2. Incision d'un ravin dans les alluvions ; 3 jeu latéral de 250 m ; 4. Abandon du chenal et établissement d'un nouveau chenal ; 5. Jeu latéral de 130 m.

## Références

- Brown, E. T., D. Bourlès, et al. (1998). "Estimation of slip rate in the southern Tian Shan using cosmic ray exposure dates of abandoned alluvial fans." *Geological Society of America Bulletin* **110**: 377-386.
- Bull, W. B. (1964). "Geomorphology of segmented alluvial fans in western Fresno County, California." *United States Geological Survey Professional Papers* **352E**: 51-53.
- Bull, W. B. (1991). *Geomorphic Response to Climatic Change*, Oxford University Press 326 pp.
- Carrelier, S., F. Lucazeau, et al. (1998). "Approche numérique des interactions entre faille active, climat et érosion : exemple de la faille de Bogd, Gobi Altay, Mongolie." *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, série II* **326**: 391-397.
- Champion, C. (1999). Déformation de la Provence occidentale depuis le Miocène : étude structurale, utilisation de surfaces géomorphologiques marqueurs et analyse quantitative du relief, Université Aix-Marseille 3: 213.
- Collinson, J. D. (1978). Alluvial sediments. *Sedimentary environments and facies*. H. G. Reading, Oxford, Blackwell: 557.
- Ferrill, D. A., J. A. Stamatakos, et al. (1996). "Quaternary slip history of the Bare Mountain fault (Nevada) from the morphology and distribution of alluvial fan deposits." *Geology* **24**: 559-562.
- Guzzetti, F., M. Machetti, et al. (1997). "Large alluvial fans in the north-central Po Plain (Northern Italy)." *Geomorphology* **18**: 119-136.
- Hooke, R. L. (1968). "Steady-state relationships on arid-region alluvial fans in closed basins." *American Journal of Science* **266**: 609-629.
- Keller, E. A., M. S. Bonkowski, et al. (1982). "Tectonic geomorphology of the San Andreas fault zone in the southern Indio Hills, Coachella Valley, California." *Geological Society of America Bulletin* **93**: 46-56.
- Oguchi, T. and H. Ohmori (1994). "Analysis of relationships among alluvial fan area, source basin area, basin slope, and sediment yield." *Zeitschrift für Geomorphologie* **38**: 405-420.
- Peltzer, G., P. Tapponier, et al. (1989). "Magnitude of Late Quaternary Left-Lateral Displacements Along the North Edge of Tibet." *Science* **246**: 1285-1289.
- Pinter, N. and E. A. Keller (1995). "Geomorphological analysis of neotectonic deformation, northern Owens Valley, California." *Geologisches Rundschau* **84**: 200-212.
- Ritz, J.-F., E. T. Brown, et al. (1995). "Slip rates along active faults estimated with cosmic-ray-exposure dates : application to the Bogd fault, Gobi-Altai, Mongolia." *Geology* **23**(11): 1019-122.
- Siame, L., D. L. Bourlès, et al. (1997). "Cosmogenic dating ranging from 20 to 700 ka of a series of alluvial fan surfaces affected by the El Tigre fault, Argentina." *Geology* **25**(11): 975-978.
- Sieh, K. and R. H. Jahns (1984). "Holocene activity of the San Andreas fault at Wallace Creek, California." *Geological Society of America Bulletin* **95**: 883-896.
- Wallace, R. E. (1975). San Andreas Fault in Southern California. J. C. Crowell, California Division of Mines and Geology, Special report 118.

# Conclusion

## 1. APPORTS DE L'ANALYSE MORPHOSTRUCTURALE

La contribution de l'analyse morpho-structurale à la reconnaissance et à l'analyse des failles actives est de trois ordres :

1. La *caractérisation de la géométrie des failles actives* (identification et cartographie de leur trace en surface) à l'aide de l'observation qualitative des morphologies primitives associées (fiches 3). Ca permet d'accéder à la segmentation de la faille, afin notamment de déterminer la longueur des segments actifs. Dans le cas des failles aveugles, qui ne produisent pas de rupture en surface, mais dont les ruptures en profondeur peuvent induire des déformations souples (plis) et des anomalies morphologiques, l'analyse morphostructurale peut également permettre de localiser et cartographier les segments actifs.
2. La *détermination du degré d'activité tectonique*, par l'utilisation combinée de plusieurs indices morphométriques mesurant le degré d'érosion d'un relief (fiches 4). Ce type d'analyse est utile pour classer, à l'échelle régionale, des zones étant très active, modérément active ou inactive, pour des déplacements intégrés à long terme (0.1 à 1 Ma), afin de programmer des études de terrain plus fines permettant d'identifier les structures actives et de calculer des taux de processus tectoniques.
3. La *quantification de la déformation active* intégrée sur le long terme (marqueurs climatiques, fiches 5, indices morphométriques, fiches 4), ou à l'échelle du cycle sismique (escarpements de faille, fiche 4E).

Méthode	Echelle spatiale				Tectonique / Erosion		Echelle temporelle		Lithologie contrastée	Fiche
	Régionale	Structure	Réseau	Versant	T=E	T>E	Sismique	Long terme		
Analyse spatiale du relief	X		X	X	X	X		X	X	4A
Hypsométrie	X		X	X	X	X		X		4A
Relation aire drainée-pente	X		X		X			X	X	4A
Analyse scalaire du relief	X		X	X	X			X		4A
Convexités des profils rivières	X	X	X			X	X	X		4B
Forme globale profils rivières	X		X		X			X		4B
Incision des cours d'eau	X		X	X	X	X		X		4B
Topologie du réseau de drainage	X		X		X	X		X		4C
Décalages de biefs		X	X			X	X			5C
Forme des bassins versants	X		X			X		X		4C
Sinuosité fronts montagneux	X	X	X	X		X		X		4D
Profil d'escarpement		X		X		X	X			4E
Morphométrie des facettes	X	X	X	X		X		X		4E
Terrasses fluviales	X	X						X	X	5A
Terrasses marines	X	X						X	X	5A
Décalage cônes climatiques		X								5C
Morphométrie cône / bassin versant	X	X						X		5C
Surface d'érosion	X							X	X	5B

*Tableau récapitulatif des méthodes morphostructurales applicables à l'analyse des failles actives.*

E=T : taux d'érosion égal au taux de surrection (équilibre dynamique) ; T>E : taux de surrection > taux d'érosion (régime transitoire)

## 2. METHODES D'EVALUATION DE L'ALEA SISMIQUE

L'étude de l'aléa sismique passe par l'identification et la caractérisation des failles actives, puis l'évaluation de la magnitude et du temps retour des séismes susceptibles de se produire sur chaque faille identifiée. Une fois l'aléa sismique bien déterminé, interviennent ensuite les études d'impact afin de caractériser le risque sur les personnes et les infrastructures, permettant de préconiser les mesures de prévention à prendre.

### 2.1. Modèles de comportement sismogénique des failles

A partir de nombreuses études en sismologie, géodésie, mécanique des roches et géologie structurale, plusieurs types de modèles théoriques ont été élaborés décrivant le comportement sismogénique des failles, notamment celui de *segmentation des failles* (Yeats et al., 1997). Associé à ce modèle théorique, des relations empiriques ont été établies de façon statistique sur 216 séismes dans le monde, notamment entre la *longueur d'un segment de faille réactivé et la magnitude des séismes sur ce segment* selon les types de glissement sur les failles (décrochant, inverse ou normal) (Wells and Coppersmith, 1994). La magnitude des séismes peut ainsi être déterminée à l'aide d'une approche de géologie et géomorphologie de terrain permettant de cartographier les segments actifs et ainsi d'accéder à leur longueur. Cette méthode montre cependant ses limites lorsque la rupture sismique se propage sur plusieurs segments de failles, comme ça a été le cas pour le séisme de Landers (Californie) en 1992.

Le temps de retour (récurrence) du séisme maximal dépend en revanche de la vitesse tectonique régionale. En effet, une relation logarithmique a été déterminée statistiquement entre la vitesse de glissement moyen (vitesse tectonique régionale) et la récurrence des séismes d'une magnitude donnée, illustrée par la figure présentée en introduction de ce rapport (Slemmons, 1977). Si on reporte sur cette figure la magnitude caractéristique déduite de la taille du segment de faille d'après la relation de Wells et Coppersmith, *on obtient le temps de récurrence du séisme maximal probable pour un segment de faille. Le modèle de segmentation permet ainsi d'estimer une magnitude maximale probable et une récurrence de ces séismes à l'aide de la géométrie des segments de failles et des vitesses tectoniques régionales. Ce type d'approche est utilisé pour cartographier l'aléa sismique servant pour la gestion du risque et l'aménagement du territoire.* Cependant, l'application de ce type de modèle pour la caractérisation de l'aléa sismique suppose un *comportement sismogénique quasi-périodique* des failles (cad une récurrence uniforme)(Schwartz, 1988). Ce n'est pas toujours le cas, le comportement sismogénique des failles pouvant être beaucoup plus complexe. D'autres types de comportements peuvent en effet se rencontrer :

- le *comportement épisodique* où des périodes d'activité sismiques intenses alternent avec des périodes de calme pendant lesquelles les contraintes s'accumulent. Cette alternance entre période calme et période d'activité peut être périodique. Cependant, si l'enregistrement de l'histoire sismique d'une faille ayant un tel comportement ne couvre pas une période suffisamment longue pour intégrer un cycle complet, l'aléa peut être largement sous-estimé.
- le *comportement de type chaotique* où la déformation sismique est distribuée aléatoirement dans le temps et où l'estimation de l'aléa est .... Aléatoire !!!

En France, domaine de sismicité modérée et où le comportement des failles est donc beaucoup moins bien documenté que dans les régions très actives du globe, on n'a une très mauvaise connaissance du type de comportement des failles actives, et l'estimation des temps de récurrence est donc encore très approximative.

Un autre type d'approche s'intéresse à modéliser la répartition spatiale et temporelle de la déformation à proximité des séismes majeurs, et de discriminer les séquences de déformation sismique et asismique. Ce type d'approche a été développé principalement à l'aide de mesures géodésiques et de marégraphes sur quelques décennies après des séismes majeurs aux limites de plaques, et a permis d'élaborer le *modèle du cycle sismique*. Le cycle commence avec une accumulation de contrainte *intersismique*, incluant les mouvements présismiques et postsismiques à court terme. Les contraintes accumulées sont ensuite relâchées par le glissement sur la partie bloquée de la faille pendant la partie *cosismique* du cycle. Ce type de modèles peut permettre dans certains cas de prédire le déclenchement d'un séisme ou de ses répliques quelques heures ou jours à l'avance.

## 2.2. Analyse de la déformation instantanée (<100 ans)

L'analyse de la déformation sismique se fait à l'aide de 3 méthodes :

- La *sismologie* est l'analyse de l'enregistrement des mouvements de la surface du sol produits par les séismes, à l'aide d'instruments appelés sismomètres. L'analyse du signal enregistré par des réseaux de sismomètres permet, pour chaque séisme de magnitude suffisamment forte, de déterminer la localisation de sa source (endroit où se produit la rupture) en profondeur et sa position à la surface du globe, sa magnitude, ainsi que le type de glissement sur la faille (inverse, normal, décrochant). Les modélisations de la rupture sismique permettent même maintenant, pour les gros séismes bien instrumentés, d'accéder à la propagation de la rupture le long du segment de faille activé. L'analyse de la sismicité instrumentale enregistrée depuis plusieurs années à quelques dizaines d'années sur une région très active permet donc de localiser les failles sismogènes, de déterminer le champ de contrainte régional (par l'étude des mécanismes au foyer) et d'établir l'histoire récente de la rupture sur un accident tectonique (et de détecter d'éventuels lacunes sur des segments susceptibles d'être réactivés). Cependant, dans les zones un peu moins active, où la récurrence des séismes importants est supérieur à une dizaine d'année, la sismicité instrumentale ne couvre pas une période suffisamment longue pour évaluer l'aléa sismique.
- La *géodésie* est l'étude et la mesure de la forme de la surface de la Terre. La géodésie moderne utilise deux techniques spatiales : (1) le GPS (global positioning system) qui est une technique de positionnement qui utilise un faisceau de satellites pour mesurer la position relative de points et permet de mesurer des vitesses de déformation de la surface du sol intégrée sur quelques années. ; (2) l'interférométrie RADAR basée sur la mesure de différence de phase entre deux images radar prises à deux instants différents, liée à un déplacement de la surface du sol. L'interférométrie permet de mesurer le champ de déformation co-sismique pour les séismes de forte magnitude. Les techniques de la géodésie permettent (1) d'établir le champ de déformation régional actuel et les conditions de vitesse aux limites des domaines

tectoniques ; (2) de mesurer le champ de déformation co-sismique et post-sismique au voisinage immédiat d'une faille, pour quelques grands séismes, données qui rentrent dans le modèle du cycle sismique.

- L'étude des *indices de rupture de surface* sur le terrain (et par télédétection) juste après un séisme, qui permet de localiser les segments sismiques et de mesurer le champ de déformation en surface, la rupture de surface étant reliée à la rupture en profondeur à la source du séisme.

### 2.3. Sismicité historique (<1000 ans)

L'analyse des séismes qui ont été ressentis pendant les périodes historiques et documentés dans les archives permet d'accéder à une période un peu plus importante qu'avec la sismicité instrumentale. Cette analyse est basée sur l'utilisation d'une échelle d'intensité des dégâts ressentis par les populations et affectant les bâtiments en divers endroits à proximité du séisme. A partir de ces descriptions, on peut tracer des cartes d'isoséistes (niveaux d'intensité égaux) qui permettent de localiser approximativement la faille responsable du séisme et d'avoir une idée de sa magnitude.

### 2.4. Paléosismologie (Quaternaire)

La paléosismologie concerne la recherche des traces d'anciens tremblements de terre enregistrées dans les niveaux géologiques superficiels (formations sédimentologiques et volcaniques quaternaires), et permet d'étudier le comportement des failles actives sur plusieurs cycles sismiques. Cette méthode intègre les résultats de quatre méthodes d'investigation de terrain (cf. compilation dans (McCalpin, 1996) :

- La *géomorphologie quantitative* permettant de mesurer les déformations successives de la surface du sol, en analysant notamment les escarpements de faille, les terrasses soulevées et basculées, et les lits de rivière déplacés (fiches 5 de ce rapport).
- Les méthodes de *prospection géophysique de surface* telles que le GPR (Radar pénétrant le sol), la prospection et la tomographie électriques et la prospection sismique haute résolution. Ces méthodes permettent d'accéder à la géométrie des failles et la quantité de déplacement sur des profondeurs de 10 à 100 m.
- L'étape finale des études paléosismologiques consiste généralement à la réalisation d'excavations et de *tranchées* là où les zones de failles et les sites paléosismiques sont bien identifiés. Ceci permet de dégager une section atteignant généralement une profondeur autour de 5 m. L'observation dans les tranchées creusées à travers un escarpement de faille active vise à mettre en évidence les niveaux de dépôt liés à l'activité sismique, par l'analyse de leur stratigraphie et de leur sédimentologie.
- L'utilisation des diverses *méthodes de datation* ( $^{14}\text{C}$ , U-Th, K-Ar, Thermoluminescence, cosmonucléides et modélisation de la dégradation des escarpements, cf. fiche 2) permet de dater les différents événements sismiques et de caractériser les épisodes de déformation liés à l'activité tectonique d'une faille.

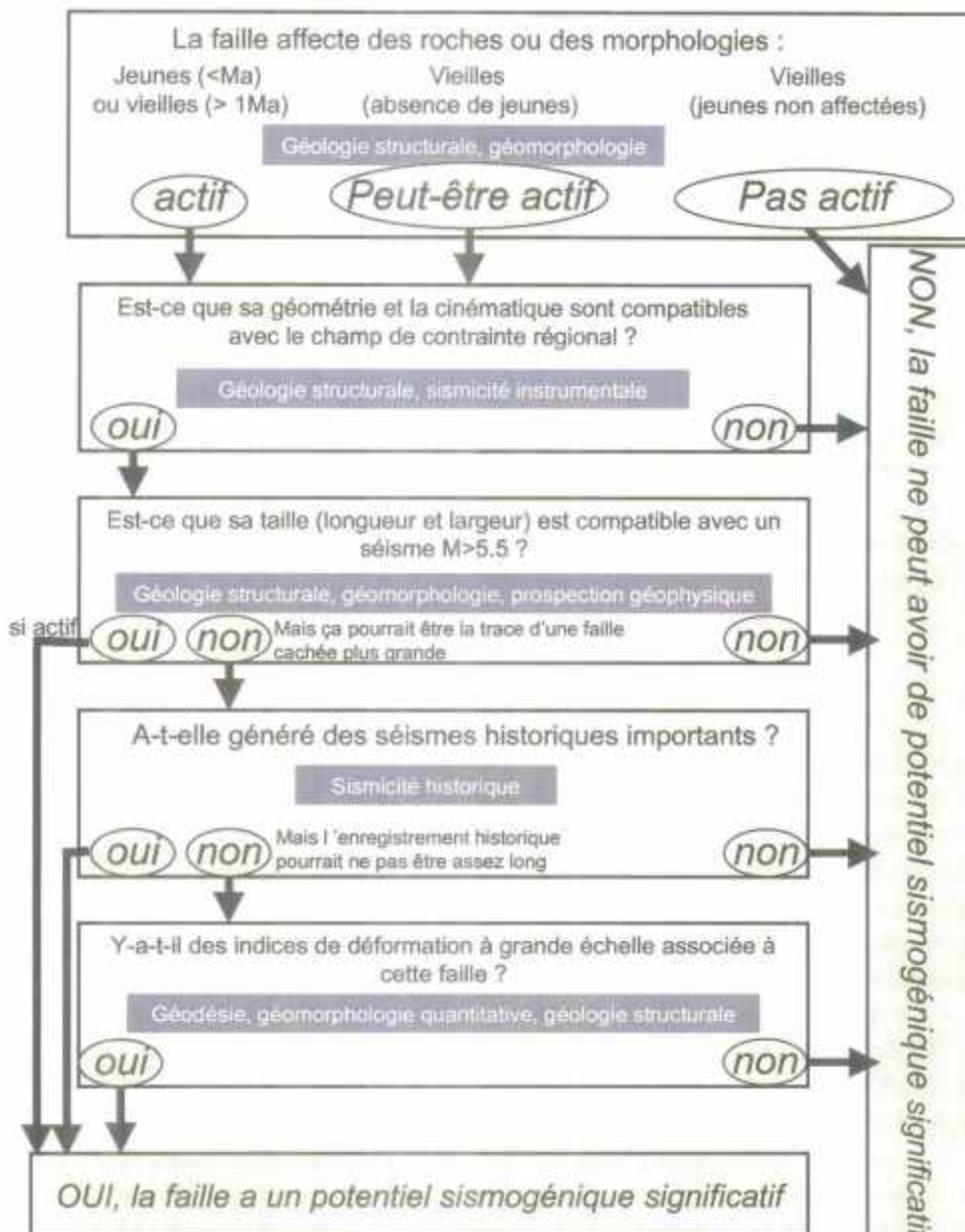
Le calcul d'une période de récurrence des séismes forts à modérés, et l'intégration des résultats dans l'évaluation de l'aléa sismique constituent l'application pratique de cette méthode complétée par les résultats de l'analyse de la sismicité instrumentale et

historique. En outre, il est nécessaire de mener des études géologiques et géomorphologiques en préalable, afin de déterminer le champ tectonique régional (champ de contraintes, structures, champ de déformation, localisation de zones actives). La combinaison de ces méthodes permet de définir une méthodologie de l'analyse des failles actives.

### **3. METHODOLOGIE D'ANALYSE DES FAILLES ACTIVES**

Le tableau suivant résume les contraintes géologiques, géomorphologiques et géophysiques qui permettent d'évaluer l'activité et le potentiel sismogénique d'une faille et permettant d'établir un diagnostic (Valensise and Pantosti, 2001). L'analyse du potentiel sismogène des failles se fait en deux étapes :

1. Le contexte régional, déterminé par les études géophysiques, géologiques et géomorphologiques : les vitesses de déformation régionales (sur différentes gammes temporelles) et les conditions aux limites afin de déterminer si l'activité tectonique de la zone est faible, modérée ou forte ; le champ de structures et le champ de contraintes régionales. Si la faille à évaluer est dans une zone active et que sa géométrie est compatible avec le champ de contrainte, la faille peut être potentiellement sismogène, et une étude détaillée s'impose.
2. L'activité sismique de la faille potentiellement active : localisation et géométrie de la faille (segmentation), recherche de séismes enregistrés, ressentis dans les temps historiques ou enregistrés dans les morphologies ou sédiments superficiels afin de déterminer les vitesses de glissement sur la faille, la magnitude des séismes caractéristiques et la récurrence de ces séismes. Plus le contexte tectonique régional est lent, plus la récurrence des séismes importants doit être long, et plus on doit remonter dans le temps pour trouver des indices de séismes.



Contraintes géologiques pour l'évaluation de l'activité et du potentiel sismogénique d'une faille. Modifié d'après (Valensise and Pantosti, 2001)

Si le diagnostique est positif, des modélisations de rupture sismique, de sa propagation en surface, et de l'effet sur les infrastructures peuvent être effectuées, qui permettent ensuite d'établir des cartes de risque sismique. L'établissement de ces cartes nécessitent d'une part d'avoir une bonne connaissance de la structure du sous-sol, et d'autre part dépend de l'occupation du sol (localisation des infrastructures).

Le type d'étude qui peut résulter de cette approche multidisciplinaire est résumée dans l'organigramme du programme européen SAFE d'étude des failles actives lentes en Europe. Dans ce projet, l'analyse du relief tient un rôle prépondérant pour

programmer et localiser les études ponctuelles impliquant la mise en œuvre de prospection géophysique et l'analyse paléosismologique.

**Références :**

- McCalpin, J. P. (1996). *Paleosismology*, Academic Press, Inc., San Diego, pp.
- Schwartz, D. P. (1988). Geologic characterisation of seismic sources: moving into the 1990's. in J. L. Van Thun, ed. *Earthquake engineering soil dynamics II-Recent advances in ground motion evaluation*. New-York, American Society of Civil Engineers Geotechnical Special Publication. **20**: 1-42.
- Slemmons, D. B. (1977). *State-of-the-art for assessing Earthquake Hazards in the United States, report 6: faults and earthquake magnitude*. Reno, Nevada, U.S. Department of Commerce.
- Valensise, G. and D. Pantosli (2001). "The investigation of potential earthquake sources in peninsular Italy: A review." *Journal of Seismology* **5**: 287-306.
- Wells, D. L. and K. J. Coppersmith (1994). "New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement." *Bulletin of the Seismological Society of America* **84**: 974-1002.
- Yeats, R. S., K. Sieh, et al. (1997). *The Geology of Earthquakes*, Oxford University Press, 568 pp.