

# Typologie et modèles de glissements de terrain : exemples de sites des Pyrénées occidentales et centrales

R. FABRE

Th. LEBOURG

B. CLÉMENT

Université Bordeaux 1,  
Centre de Développement  
des Géosciences  
Appliquées, (CDGA)  
avenue des Facultés  
33405 Talence Cedex  
r.fabre@cdga.u-bordeaux.fr  
lebourg@geoazur.unice.fr  
clement@cdga.u-  
bordeaux.fr

## Résumé

Plusieurs sites d'étude (Pyrénées) soumis à des glissements de terrain sont présentés avec leurs caractéristiques géologiques et géomorphologiques permettant de les classer suivant leur typologie. Pour l'ensemble des glissements de terrain, on analyse la géométrie des glissements ainsi que les facteurs géologiques et mécaniques favorisant les instabilités. Parmi les facteurs géologiques permanents on retrouve : la lithologie, la fracturation du massif, le plissement des couches, l'orientation des structures et la stratification. Sur les quatre sites étudiés, deux correspondent à des glissements de la moraine quaternaire et les deux autres à des glissements rocheux. La connaissance des différentes formes de surface de glissement, nous permet de les classer en : glissements translationnels, rotationnels ou complexes. Cette classification associée à huit modèles géométriques ainsi qu'aux différents facteurs géologiques et mécaniques permet d'expliquer les causes de la rupture et de proposer une aide à la cartographie de l'aléa « glissements de terrain » dans une perspective de gestion des risques.

**Mots-clés :** Pyrénées, glissements de terrain, glissements translationnels, glissements circulaires, fractures, plis, grès, schistes, argilites, moraine.

# Model and typology of landslides : examples in the central and western Pyrenees

## Abstract

In this article several sites, in the Pyreneans, affected by landslides are presented by their geological and structural characteristics of their classification. For all the landslides, we determine the geometry of the landslides and the geological and mechanical factors initialising the movements. The geological factors are characterised by the lithology, the fracturation, the stratification, the folding, the orientation and the dip of the stratification. Among the four studied areas, two are tills landslides, on the others as rockslides. The knowledge of sliding geometry surface allows us to classify these landslides as: translational, rotational and complex landslides. This classification associated with eight models of geometry and with the mechanical factors allows to explain the rupture and to propose a help to the hazard mapping.

**Key words :** Pyrenees, landslides, translational slides, rotational slides, faults, folds, sandstones, shale, claystone, till.

NDLE : Les discussions sur cet article sont acceptées jusqu'au 31 décembre 2002.

## Introduction

Dans les Pyrénées occidentales et centrales, la cartographie géologique et géomorphologique révèle l'importance des glissements de terrain affectant le substratum et la couverture morainique. Ainsi, les glissements de terrain occupent des surfaces considérables. Ils sont pour la plupart postérieurs à la dernière glaciation, souvent anciens et dormants, parfois encore actifs. Les glissements de terrain identifiés reposent, essentiellement, sur des observations géologiques et géomorphologiques de terrain, sans vérification en profondeur et par forages des surfaces de rupture parfois déduites des observations de surface ou de pseudo-sections de résistivité.

Tous ces glissements de terrain ont été décrits par Clément *et al.* (1996), Fabre *et al.* (1996) ou résumés dans Lebourg (2000), que ce soit au Pays basque (Saint-Jean-Pied-de-Port ; site 1 – Fig. 1), dans les Pyrénées-Atlantiques (vallée d'Aspe ; sites 2 et 3 – Fig. 1) ou dans les Pyrénées ariégeoises (Verdun-sur-Ariège ; site 4 – Fig. 1). Jusqu'à présent aucune typologie de ces glissements n'a été proposée. Une démarche de classification doit permettre d'identifier les contextes géologiques favorables au déclenchement de glissements de terrain, et de fournir les clés d'une cartographie de l'aléa « glissements de versants » d'autres secteurs des Pyrénées. C'est ce double objectif qui est recherché dans ce travail. Pour chacun des sites, les facteurs de prédisposition aux « glissements de versants » sont établis, ainsi que le modèle géométrique qui s'y rapporte. Les facteurs rhéologiques des glissements de terrain des moraines ont été établis (sites 3 et 4), comme ceux hydrogéologiques lorsque les données existent.

## Classification des glissements de terrain reconnus

Les nombreuses classifications des glissements de terrain (en particulier Terzaghi, 1950 ; Trévisan, 1971 ; Colas et Pilot, 1976 ; Varnes, 1978 ; Flageolet, 1989 ; Antoine, 1992 ; Antoine et Giraud, 1993 ; Durville, 1992 ; Durville et Seve, 1996) ont été récemment regroupées en un ouvrage collectif (Dikau *et al.* 1996) qui propose une classification fondée sur la typologie des glissements de terrain. C'est suivant cet ouvrage et les travaux de référence de Millies-Lacroix (1981), Sassa (1985) et Leone (1996) que sera envisagée la classification des glissements de terrain des Pyrénées centrales et occidentales. En particulier, on parlera de glissement profond lorsque l'épaisseur de la couche glissée est supérieure à 50 mètres, ce qui est exceptionnel pour les moraines et le substratum des vallées étudiées (Fig. 1).

Dans les différents secteurs étudiés, les indices de reconnaissance des glissements et les principaux facteurs géologiques responsables, dits « facteurs permanents » (Mougin, 1973 ; Malatrait, 1975 ; Azimi et Desvarreux, 1996 ; Antoine et Giraud, 1993) sont :

- la *topographie des lieux*, en notant les ruptures de pentes, la zone active, les replats, les sources ;
- les *éléments géologiques* à l'origine de la surface de rupture (fractures ; diaclases ; stratification, plis) et leur

*orientation* par rapport au versant. L'analyse de ces éléments permet d'envisager, sans pouvoir toujours le vérifier, si les glissements sont superficiels avec des épaisseurs glissées ne dépassant pas 50 mètres ou profonds avec des épaisseurs plus importantes (50 à 300 mètres) ;

- la *lithologie des terrains* affectés par les glissements : soit le substratum rocheux, soit la couverture quaternaire et en l'occurrence la moraine ;

- les *escarpements principaux* avec les *éboulis actifs* et les *fentes de tractions* ouvertes en amont du glissement, comme les *fissures longitudinales cisailantes* sur les bordures du glissement ;

- les *bourrelets frontaux* et les *arbres basculés* vers l'aval du glissement ;

- l'*orientation des axes de plis, de la stratification ou d'autres plans structuraux* par rapport à celle du versant lorsque les glissements se produisent dans le substratum.

L'ensemble de ces critères géométriques montre que tous les glissements de terrain étudiés dans les Pyrénées, qu'ils soient dans la couverture morainique ou dans le substratum rocheux, se regroupent, pour l'essentiel :

- soit en *glissements translationnels superficiels* dans le substratum rocheux du Pays basque (site 1). Ces glissements ont une surface de rupture mécanique initiale subhorizontale (Figs. 2 et 4) ;

- soit en *glissements rotationnels superficiels* dans la moraine (sites 3 et 4 : haute vallée d'Aspe et Verdun-sur-Ariège – Figs. 7, 8, 9, 10 et 11) ou dans le substratum rocheux du Pays basque (site 1 – Figs. 2, 3, 4) et de la basse vallée d'Aspe (site 2 : Layens – Fig. 5, 6, secteur A) ;

- soit en *glissements rotationnels profonds* envisagés dans le substratum rocheux (site 2 : basse vallée d'Aspe-Layens - Fig. 5, secteurs B et C ; Fabre *et al.*, 2000b) ;

- soit, *exceptionnellement, en glissements complexes* (Figs. 8 et 9) puisqu'ils se développent à la fois dans le substratum et dans la couverture morainique (site 3 : haute vallée d'Aspe – glissement du Peilhou – Fig. 8) ;

- soit en *glissements-coulées superficiels* dans le substratum de la basse vallée d'Aspe (site 2) ou dans la moraine de Verdun-sur-Ariège (site 4 – Fig. 11).

Nous décrivons, en suivant la terminologie de cette classification, les différents types de glissements reconnus. Le contexte géologique et géomorphologique est précisé ainsi que le modèle géométrique qui peut s'y rattacher. Dans cette description, les glissements de terrains affectant le substratum (sites 1, 2, 3) sont d'abord présentés, puis ceux affectant les formations superficielles (3 et 4).

## Sites glissés : typologie et origine

### Pays basque : glissements affectant le substratum triasique (site 1)

La région étudiée correspond à la partie occidentale des Pyrénées et appartient structurellement à la zone

nord-pyrénéenne (Fig. 1). Elle se situe à une vingtaine de kilomètres au nord de la faille nord-pyrénéenne orientée N 100° (Choukroune, 1974) au contact avec la dépression triasique de Saint-Jean-Pied-de-Port (Fig. 1). La Nive entaille profondément un socle paléozoïque (schistes dévoniens), supportant des terrains triasiques constitués d'une alternance de niveaux d'argilites et de bancs de grès psammitiques d'épaisseur métrique (Fig. 2).

Les glissements de terrain se développent dans les formations triasiques plissées, avec des dispositifs structuraux et morphologiques très différents d'une rive à l'autre (Fig. 3). Cartographiquement, tous les *glissements de terrain superficiels* présentent des caractéristiques morphologiques bien conservées, puisque les escarpements principaux sont bien individualisés, comme les bourrelets frontaux. Les réactivations actuelles sont occasionnelles. Ce sont des glissements rocheux probablement anciens sans qu'il soit possible d'en préciser l'âge. On peut distinguer les types suivants :

– *glissements rocheux rotationnels* lorsque la direction du versant est perpendiculaire à la direction axiale des plis décamétriques, (Figs. 2 ; 3a). En rive gauche de la Nive (Fig. 3a), les glissements rotationnels correspondent à des panneaux rocheux effondrés de la falaise et s'amorcent le long de plans de fractures à fort pendage vers l'aval du versant. Ce dispositif à forte composante verticale provoque une descente lente et progressive de panneaux triasiques sur le substratum schisteux du Dévonien de ce versant. Ces glissements *rotationnels* présentent une surface de rupture curviligne à large rayon de courbure. Par évolution régressive vers l'amont du versant, ils forment des structures emboîtées (Fig. 3a). Les panneaux glissés s'échelonnent sur le versant, depuis les plus anciens et fortement démantelés vers le bas du versant, jusqu'aux plus récents non déstructurés en pied de corniches (Fig. 3a ; Clément *et al.*, 1996) ;

– *glissements rocheux rotationnels à translationnels*, dont les surfaces de rupture sont guidées par les joints stratigraphiques, lorsque la direction du versant est parallèle à la direction axiale de plis décamétriques, comme en rive droite de la vallée de la Nive (Figs. 2 ; 3b). Les glissements bancs sur bancs entre les grès et les argilites ont une composante surtout horizontale et suivent les discontinuités de la stratification à faible pendage ;

– *glissements rocheux translationnels* dont le plan de rupture correspond à un plan structural particulier comme la surface de chevauchement située en rive droite de la Nive (Figs. 2 et 4).

Le site 1 permet de comprendre le rôle majeur des plissements dans la genèse des glissements de terrain. Il montre, de plus, comment le type de glissement de terrain, dépend, pour les mêmes formations géologiques, de la direction du versant par rapport aux directions des structures géologiques. Ainsi, rechercher l'agencement des couches géologiques d'un versant peut permettre d'évaluer rapidement à quel type de glissement on a affaire, soit à composante verticale majeure, soit à composante plus horizontale. Il s'ensuit un modèle géométrique de ces glissements décrits comme superficiels (Figs. 3 a et b). Ces relations géométriques entre pente d'un versant et direction des couches géologiques sont à analyser lors de la réalisation de cartes d'aléa « mouvements de versants ». On

comprend alors que les facteurs de prédisposition à l'instabilité ne sont pas les mêmes suivant que la direction du versant est parallèle ou perpendiculaire aux structures géologiques. Dans le cas où elles sont parallèles, c'est la lithologie et le plissement qui sont les facteurs de prédisposition, dans l'autre cas, c'est la fracturation et la lithologie.

### 3.2

## Basse vallée d'Aspe : glissements affectant le substratum (site 2)

Les glissements de terrain du Layens sont situés en basse vallée d'Aspe dans la série sédimentaire mésozoïque (Figs. 5 et 6) qui débute par les formations du Trias inférieur et se termine par celles de l'Aptien supérieur (Castéras 1969). Il s'agit de glissements rocheux probablement anciens (partie C), ou encore actifs (parties A et B – Figs. 5 et 6), guidés essentiellement par les structures géologiques (Fabre *et al.*, 2000b).

Deux glissements sont reconnus :

*Le glissement des Cabanes d'Arrès (secteur A) :* celui-ci se reconnaît dans le versant par la présence d'escarpements latéraux et sommitaux récents. L'escarpement principal débute vers 1310 mètres d'altitude, à la limite Oxfordien/Aptien supérieur, alors que le pied du glissement au niveau du ruisseau de l'Arricq, vers 600 mètres d'altitude (Fig. 6). Géomorphologiquement, il se caractérise par un emboîtement d'au moins trois panneaux glissés, qui montrent, à l'affleurement, trois escarpements de 15 à 20 mètres de hauteur (Fig. 6) ;

*Le glissement de Capdevielle (secteur B) :* ce glissement, situé au-dessus du lieu-dit Capdevielle, présente un escarpement principal situé vers 1120 mètres d'altitude, dans les calcaires de l'Aptien supérieur, et se termine, sous ce lieu-dit à 700 mètres d'altitude, dans les formations triasiques (Fig. 5). Il se positionne sur la même structure plissée que le glissement des Cabanes d'Arrès, dont la charnière est bien visible dans les calcaires de l'Aptien supérieur, sur la ligne de crête du Layens. L'avancée frontale de ce glissement est moins nette que dans le secteur A (Fig. 5). A l'intérieur de celui-ci des glissements plus superficiels sont visibles.

D'un point de vue typologique on constate que les glissements du versant sud du Layens sont des *glissements rocheux actifs, superficiels, rotationnels* le long d'une discontinuité structurale liée à un grand pli déversé. Cette discontinuité correspond au plan axial d'un pli de pendage conforme à la pente du versant (Fig. 6), la direction du versant étant sub-parallèle à la direction des plis (N 90°-100°). C'est le cas du glissement des Cabanes d'Arrès (partie A) et de celui de Capdevielle (partie B – Fig. 5).

Sur ce site, ce sont les discontinuités structurales qui ont guidé les *glissements rotationnels superficiels* du versant sud du Layens sur les secteurs A et B. Les glissements rocheux du Layens ont une composante de déplacement inclinée, sub-parallèle à la ligne de plus grande pente du versant dans le secteur A, et subhorizontale dans le cas B.

L'ensemble des données géologiques et géomorphologiques permet d'expliquer les causes naturelles des *glissements rotationnels superficiels actifs* du Layens (secteur A) par érosion et suppression naturelles de la butée aval et par le pendage plus faible des disconti-

nités géologiques comparé à la pente du versant. Ces discontinuités et leur géométrie sont le facteur prédisposant le plus à l'instabilité. Leur prise en compte est indispensable pour l'établissement des cartes d'aléa « mouvements de versants ». Toutefois, d'autres facteurs dits déclenchants comme la pluviométrie, l'érosion régressive ou la sismicité, non analysés ici, participent aux mouvements de versants.

### 3.3

## Haute vallée d'Aspe : glissement rocheux affectant le substratum (site 3)

En haute vallée d'Aspe les glissements de terrain sont spectaculaires puisqu'ils occupent une superficie considérable sur tous les versants entre le col du Somport et le fort du Portalet (Fig. 7). Plus d'une trentaine de glissements cartographiés affectant les formations morainiques, alors que seulement deux glissements affectent à la fois la moraine et le substratum paléozoïque d'après les levés cartographiques et les données géophysiques (Lebourg et Fabre, 2000, Lebourg, 2000, Lebourg et Frappa, 2001). Il s'agit des deux glissements rocheux de la Gentiane et du Peilhoul situés juste en aval du tunnel du Somport (Fig. 7). Le glissement du Peilhoul est un glissement du socle paléozoïque de la zone Nord-pyrénéenne (Barnolas *et al.*, 1996), composé de plusieurs glissements rocheux ou « panneaux » glissés de grès et de schistes du Carbonifère (Fig. 8 et coupe Fig. 9, Lebourg, 2000). Géomorphologiquement, chaque panneau est marqué par une forte rupture de pente au niveau des escarpements principaux et par des fractures latérales sur les bordures prolongeant les escarpements (Fig. 8). Vers le bas du versant, le glissement affecte la galerie du tunnel ferroviaire sur toute sa longueur. Cartographiquement, dans la partie haute du glissement, deux panneaux majeurs sont délimités, et trois moins importants dans la partie basse. Un bourrelet frontal dans la moraine marque la limite inférieure du dernier panneau en bordure du gave d'Aspe. Ainsi, si le glissement du Peilhoul est essentiellement rocheux dans sa partie haute, puisque tous les escarpements sont dans les grès et les schistes du Carbonifère, il affecte la moraine seulement dans la partie basse (Figs. 8 et 9). Dans cette partie, grâce à des pseudo-sections de résistivité la surface de rupture a été reconnue au contact substratum/moraine avec une forme faiblement incurvée à large rayon de courbure (Lebourg, 2000). Les surfaces de rupture des deux panneaux supérieurs ne sont reconnues qu'à partir des seules données de surface (escarpements ; bourrelets frontaux). Le manque de données suggère deux hypothèses quant à la forme des surfaces de rupture :

- peu profondes, les glissements seraient alors *succesifs, rotationnels ou translationnels* ;
- profondes et emboîtées, les glissements seraient alors *emboîtés rotationnels* à large rayon de courbure (Fig. 9).

Toutefois, les levés géologiques de terrain et les mesures des plans de discontinuités en surface montrent que le glissement est guidé par deux types de facteurs lithostructuraux permanents : 1) *des fractures sub-verticales* dessinant les escarpements principaux et 2) *la lithologie* (grès/schistes) à faible pendage aval (Fig. 9). Dans les deux cas il s'agit d'un glissement complexe à composante de déplacement oblique, affectant

à la fois le substratum rocheux et les dépôts glaciaires superficiels de 40 mètres d'épaisseur vers le bas du versant.

Parmi les deux hypothèses envisagées plus haut, celle d'un glissement rotationnel à large rayon de courbure suivant plusieurs panneaux emboîtés est retenue comme la plus probable pour illustrer ce glissement complexe (Fig. 9). Dans ce cas, les axes des plis sont pratiquement perpendiculaires à la direction du versant. Ils ne jouent alors qu'un rôle secondaire dans le déclenchement du glissement, contrairement au cas du glissement rocheux du Layens (site 2) ou au cas du glissement en rive droite de la Nive (Pays basque ; site 1 - Fig. 2). En effet, dans ces deux sites (sites 1 et 2), les directions des plis sont parallèles aux directions des versants. En comparaison on observe que le glissement rocheux du Peilhoul a une forte composante oblique à verticale dans la partie haute du versant (fractures très redressées) se rapprochant donc des glissements rocheux de la rive gauche de la Nive (Fig. 3a). Dans ce cas de glissement de versant, les facteurs géologiques prédisposant l'instabilité de la partie rocheuse, sont la fracturation et la lithologie. Leur géométrie et leur densité sont à prendre en compte lors de l'établissement d'une carte d'aléa « glissements de versants ». D'autres facteurs dits déclenchant participent au modèle géométrique d'instabilité ; ce sont les séismes et l'action de l'eau. Ces facteurs ne sont pas pris en compte dans le modèle car sans données hydrogéologiques et sismologiques sur plusieurs décennies, ils ne sont pas quantifiables (glissement non instrumenté). Cependant, les observations de terrain et les pseudo-sections de résistivité indiquent d'importantes circulations d'eau dans la moraine vers le bas du glissement le long du tunnel ferroviaire. Une chenalisation des eaux souterraines est établie dans la moraine avec des débits de plusieurs mètres cubes heures (Lebourg et Fabre, 2000, Lebourg et Frappa, 2001).

### 3.4

## Haute vallée d'Aspe : glissements affectant les formations morainiques (site 3)

Seuls les trois glissements de terrain de Gouetsoule, affectant les formations morainiques, sont décrits à titre d'exemple parmi la trentaine de glissements reconnus (Fig. 7), puisque les autres appartiennent au même type et correspondent au même modèle géométrique. La plupart des glissements, dans la moraine, sont réputés anciens et potentiellement actifs dans la mesure où ils ne montrent pas de réactivation à l'affleurement, à quelques exceptions près. D'autres présentent de nombreux indices d'une activité continue. Ce sont essentiellement les cinq glissements de terrain de grande ampleur qui bordent la Route Nationale RN 134, dont les trois glissements de Gouetsoule, en rive droite (Fig. 7 : G1 - G2 - G3) :

Un premier glissement ancien, noté G1, est situé le plus au sud du secteur, sans réactivation majeure visible. Le profil topographique est caractéristique d'un glissement, avec une forme concave en amont et convexe vers l'aval. Les traces de la surface de rupture sont visibles en pied de versant (Fig. 10a). L'épaisseur de la moraine est estimée, au centre du glissement, à 25 mètres. De part et d'autre du glissement, des affleu-

rements du substratum laissent supposer la présence d'un crypto-relief glaciaire en forme de cuvette (Lebourg, 2000) ;

Un glissement central G2 (Fig. 7). Il s'agit d'un ancien glissement stabilisé, puis réactivé par l'aménagement de la RN 134. A l'affleurement, on observe un escarpement principal sur plus de 200 m de largeur. Les limites latérales du glissement sont marquées, au Nord, par un talweg, et au Sud, par une légère dépression avec un bourrelet frontal érodé par le Gave d'Aspe. A l'affleurement de nombreuses fissures de réactivation sont orientées N 90-100° ;

Le troisième glissement, noté G3, le plus actif du secteur, situé au nord de la zone (Fig. 7). C'est un glissement très récent, initié par l'aménagement de la RN 134 (Fig. 10b).

Ces trois glissements ont été reconnus en profondeur par pseudo-sections de résistivité (Lebourg, 2000, Lebourg et Frappa, 2001). Cela a permis de localiser la profondeur de la surface de rupture au niveau du substratum ou à proximité (Figs. 10a, b), avec une épaisseur de moraine de 35-40 mètres environ, sans possibilité de le vérifier par inclinométrie (moyen non disponible dans le cadre de ce travail).

Les glissements de la couverture morainique du site de Gouetsoule sont représentatifs de tous ceux de la haute vallée d'Aspe entre le col du Somport et Urdos (Fig. 7). Ils correspondent à un modèle géométrique de glissement rotationnel à large rayon de courbure lié essentiellement au décollement de la couverture morainique au niveau du substratum carbonifère. D'un point de vue typologique, la plupart des glissements de terrain dans la moraine en haute vallée d'Aspe, sont des glissements *rotationnels superficiels* (10 à 50 mètres d'épaisseur). Ils recouvrent, pour certains, les terrasses alluviales anciennes et ont un âge postglaciaire (réactivation), ou actuel d'origine anthropique.

Les causes originelles de ces glissements sont directement liées aux caractéristiques mécaniques des moraines : cohésion nulle et angle de frottement proche de la pente du versant (Lebourg, 2000), comme à la suppression naturelle de la butée de pied (fonte du glacier de vallée) lors de la déglaciation à la fin du Würm. D'un point de vue cartographique, on constate qu'une grande partie des glissements de terrain est localisée, topographiquement, dans la zone de confluence entre le glacier principal du gave d'Aspe et des glaciers affluents suspendus. Cette constatation permet de prévoir la position d'une partie des zones des glissements anciens de la moraine. En effet, dans ces zones de confluence les moraines sont les plus épaisses et ont été déposées sur une plus forte pente, celle du dénivelé existant entre le glacier principal et ceux affluents, suspendus (travaux en cours). Ces éléments nouveaux sur la position d'une partie des glissements de terrain post-würmiens dans une ancienne vallée glaciaire, sont à considérer dans l'établissement de carte d'aléa « glissements de versants ». Leur prise en compte comme facteurs de prédisposition aux instabilités passe par une cartographie de la géomorphologie glaciaire du site. On peut ainsi estimer les zones d'instabilités potentielles encore sujettes à des mouvements de réactivation, soit par des phénomènes naturels (séisme, pluviométrie), soit par l'action de l'homme. Cependant, d'autres facteurs de prédisposition dits « rhéologiques » conditionnent les instabilités anciennes des moraines. Il s'agit essentiellement de leur angle de frottement interne effectif qui varie de 20° à

40° suivant la nature lithologique et de la forme des grains de la moraine de confluence (grès, schiste, calcaire ; Lebourg, 2000). Pour cette raison, les zones de moraine de confluence où les instabilités existent, sont celles où l'angle de frottement interne effectif est le plus faible (20° à 30°). Ailleurs, les zones de moraine de confluence encore stables indiquent des angles de frottement internes effectifs plus élevés, compris entre 35° et 42°. En haute vallée d'Aspe la cartographie de l'aléa « glissements de versants » est ainsi fonction de la pente du versant, de la position de la moraine dans la morphologie glaciaire (zone de confluence), de l'angle de frottement interne effectif de la moraine, et d'autres facteurs déclenchant (eau, séismes). Pour le site de Gouetsoule une modélisation 3D de l'instabilité a permis d'établir la hauteur d'eau limite connaissant l'angle de frottement interne effectif (Lebourg, 2000). Ainsi, pour une épaisseur de moraine de 35 mètres et un angle de frottement interne effectif de 32°-33°, l'instabilité est effective à partir de 8 mètres de hauteur d'eau.

### 3.5

## Pyénées ariégeoises : vallée de Verdun-sur-Ariège (site 4)

Le site présente deux types d'instabilités dans la moraine, les glissements de terrain et les coulées de débris sur un substratum gneissique étudié par Sitter (1968). Ces mouvements de versant se sont produits en 1875 et ont été décrits par J.-M. Antoine (1992). D'autres restent actifs vers le bas du versant (Fig. 11). Les critères géomorphologiques ayant permis de les distinguer sont :

- les importants escarpements principaux et les fentes de traction à l'amont des glissements ;
- le bourrelet frontal des glissements encore actifs, avec de nombreux arbres basculés.

Une trentaine de *glissements superficiels* ont été cartographiés et montrent tous une rupture *circulaire* (Fig. 11). Les plus petits sont à surface de rupture intramorainique très incurvée. Cependant trois glissements, beaucoup plus importants, encore actifs, ont été reconnus vers le bas du versant entre 1100 et 1300 mètres d'altitude. Ils sont de *type rotationnels* à large rayon de courbure. Pour l'un des glissements actifs, le plan de rupture se fait à proximité et à 1 mètre au-dessus du contact substratum gneissique/moraine (sondages et inclinomètre ; Fabre *et al.*, 2000a), avec une forte composante de déplacement horizontale. Ces données localisées sur l'un des glissements montrent que leur surface de rupture ne se situe pas forcément et toujours au contact substratum/moraine. Ceci peut s'expliquer par les ondulations topographiques du substratum sous la moraine (relief caché).

Trois types d'évolution de *glissements de terrain rotationnels* sont observés :

- évolution rétrograde du glissement depuis le bas du versant vers le haut (Fig. 11 : secteur ouest) ;
- pas d'évolution : glissements rotationnels uniques sans effet rétrograde (Fig. 11 : secteur centre) ;
- évolution du glissement en coulées de débris (mouvements complexes - Fig. 11 : secteur sud-est).

Ainsi, le site de Verdun-sur-Ariège est le siège d'une dynamique de mouvements rétrogrades générant des glissements de terrain successifs de tailles variables,

mais qui n'excèdent jamais 200 m de long et 40 m de profondeur. Si l'on compare avec la vallée d'Aspe on constate que les types de glissements sont différents. Ceci s'explique par une différence de nature de la moraine, légèrement argileuse et limoneuse en haute vallée d'Aspe, avec des éléments très anguleux (débris de schistes ; Lebourg, 2000), alors qu'elle est exclusivement sablo-graveleuse dans la région de Verdun-sur-Ariège (site 4).

La surface de rupture de tous ces glissements est proche de l'interface moraine/substratum. C'est la discontinuité géométrique et mécanique majeure de même sens de pendage que le versant, avec une forme plus ou moins incurvée. Sur ce site, la nature sablo-graveleuse de la moraine et la forte pente du versant vers l'aval sont des facteurs de prédisposition locaux, ainsi que les importantes venues d'eau de la nappe de fracture du substratum (Fabre *et al.*, 2000a, Lebourg, 2000). Ce site reste limité en superficie pour envisager des résultats plus intéressants, identiques à ceux obtenus sur les moraines de la haute vallée d'Aspe (site 3) ; en effet les résultats des essais mécaniques sur les moraines indiquent que le matériau est purement granulaire avec un angle de frottement interne effectif souvent proche de celui de la pente du versant (Fabre *et al.*, 2000a). La cartographie de l'aléa « glissements de versants » du site de Verdun-sur-Ariège doit prendre en compte tous ces facteurs de prédisposition à l'instabilité propres au modèle : pente du versant, angle de frottement du matériau, lithologie et venues d'eau du

substratum. Des calculs de stabilité en 2D sur ces glissements actifs indiqueraient une rupture pour une hauteur d'eau supérieure à 70 % (soit 7 m sur 10 mètres) de la hauteur totale de la moraine (Fabre *et al.*, 2000a). Compte tenu de la nature granulaire sablo-graveleuse du matériau et du faible coefficient de perméabilité ( $0,3 \times 10^{-2}$  cm/s), d'autres facteurs participent à cette instabilité ; notamment les surpressions d'eau de la nappe de fracture du substratum.

4

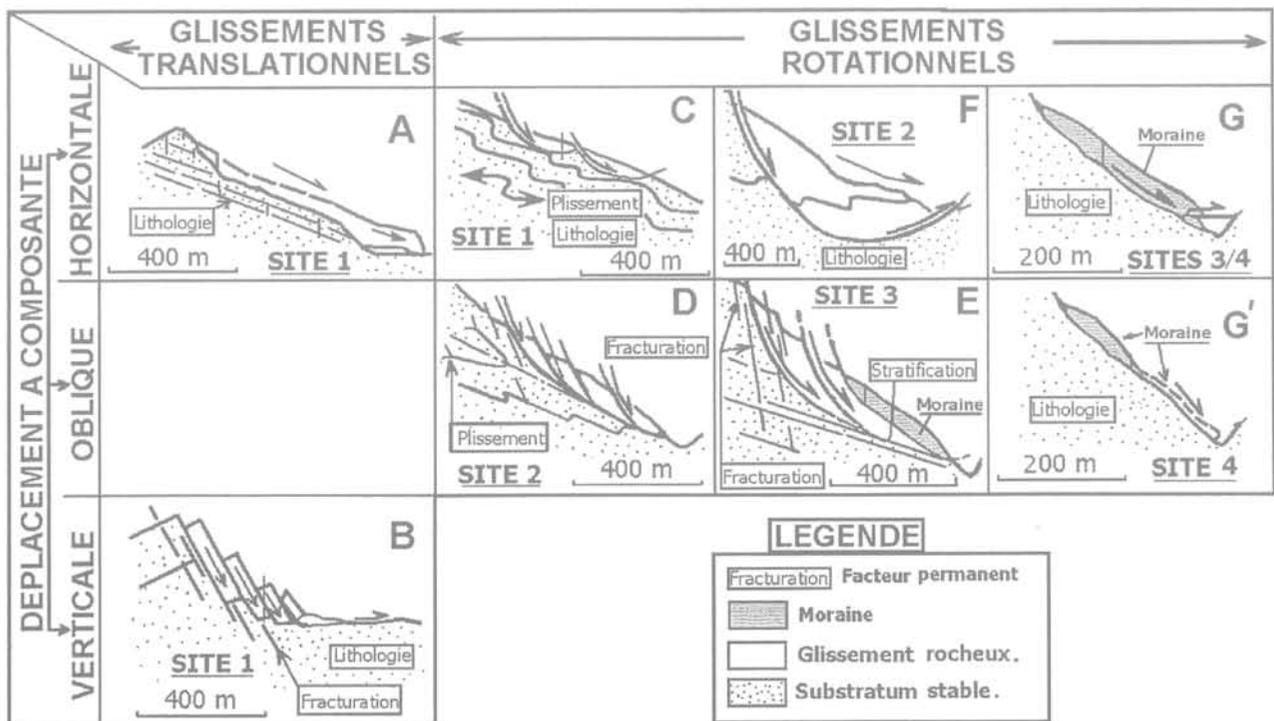
## Modèles géométriques et leur localisation : synthèse et discussion

L'analyse structurale des différents sites de glissements de terrain des Pyrénées occidentales et centrales permet de définir des modèles simples. Ces modèles prennent en compte les facteurs lithostructuraux de prédisposition aux glissements de versants. Ils sont présentés dans le tableau I. Toutefois, quelques modèles géométriques restent hypothétiques et discutables par manque de données en profondeur, sur la forme des surfaces de rupture. Il s'agit, dans le tableau I, des modèles géométriques du glissement complexe du Peilhau (site 3 ; Fig. 9) et du glissement dit profond du Layens (site 2 – modèle F et Fig. 5 – secteur C ; Fabre *et al.*, 2000b).

TABEAU I

Classification des glissements de terrain étudiés suivant les modèles géométriques définis de A à G, divisés en glissements translationnels ou glissements rotationnels à composante de déplacement essentiellement horizontale, verticale ou oblique. Les facteurs de prédisposition au glissement du substratum sont indiqués pour chacun des modèles géométriques : la lithologie, la fracturation, la stratification et le plissement.

Studied landslides classification following the geometric model A to G subdivided in translational and rotational landslides with essentially horizontal, vertical or oblique movement. The geological and mechanical factors initialising the movements of the bedrock are indicated from every models of geometry : the lithology, the fracturation, the stratification and the folding.



Les modèles géométriques (tableau I) indiquent que les *glissements translationnels* sont rares et ne se développent que dans les formations rocheuses où des discontinuités majeures, parallèles au versant, existent (joints stratigraphiques ou surfaces de chevauchement, fractures subverticales). C'est le cas au Pays basque (site 1) où les *glissements translationnels* sont soit à composante de déplacement proche de l'horizontale (tableau I : modèle A et Fig. 4), soit à composante subverticale (modèle B ; Fig. 3a). Pour ce dernier modèle, deux représentations en sont données, l'une au début du glissement (modèle B) et l'autre dans un état d'évolution actuel (Fig. 3a). Dans les deux cas ce sont des *glissements superficiels*, soit *translationnels véritables* (modèle A), soit *translationnels* (modèle B) dont l'évolution pourrait conduire à des *glissements rotationnels* (Fig. 3a). Les autres modèles géométriques représentent des *glissements rotationnels* dans le substratum rocheux ou dans la moraine. En milieu rocheux les glissements rotationnels sont soit *successifs* (tableau I : modèle C – site 1 et Fig. 3b), soit *emboîtés* (tableau I : modèle D – site 2 et Fig. 6), soit des *glissements rotationnels complexes emboîtés* (tableau I : modèle E – site 3 et Fig. 9). Seul un *glissement rocheux rotationnel* profond est envisagé (tableau I : modèle F ; Fabre *et al.*, 2000b). Dans la moraine ce sont essentiellement des *glissements rotationnels superficiels, dits simples ou rétrogrades successifs*, à large rayon de courbure, qui sont les plus fréquents (tableau I : modèle G – sites 3 et 4 et Fig. 10). En haute vallée d'Aspe (site 3), les glissements de terrain affectant la moraine présentent une surface de rupture incurvée, proche de l'interface moraine/substratum. Le même constat est fait à Verdun-sur-Ariège (site 4), avec toutefois une évolution en glissement-coulée (modèle G') liée à la différence de nature et de granulométrie des moraines (Lebourg, 2000).

Les exemples de glissements rocheux étudiés présentent des particularités lithostructurales variées. A

l'échelle d'une vallée et dans un contexte morphostructural donné, on peut cependant identifier les paramètres de prédisposition à l'instabilité et définir les modèles de glissement susceptibles de se réaliser. Il faut pour cela établir une carte structurale des zones à étudier.

Les glissements de terrains affectant la couverture morainique correspondent, pour la plupart, au modèle géométrique établi en Haute Vallée d'Aspe (modèle G). Le contexte morphologique associé à ces glissements est assez bien défini, celui hydrogéologique et hydrologique reste à analyser sur plusieurs décennies pour être bien déterminé. L'absence d'une instrumentation des sites toujours actifs ne permet pas de juger de leur mouvement lors des séismes des Pyrénées occidentales et centrales depuis une cinquantaine d'années.

5

## Conclusion

L'ensemble des modèles géométriques ainsi défini dans les Pyrénées occidentales et centrales n'est pas exhaustif et d'autres modèles géométriques, comme les chutes de blocs par exemple, peuvent également être reconnus dans ces deux régions. Les sites exposés ici sont révélateurs de l'importance de glissements de terrain dans des secteurs relativement restreints. Les instabilités analysées dans ce travail sont relatives à des formations géologiques particulières : il s'agit de roches meubles attribuées au milieu granulaire d'une part (les moraines) et de roches cohérentes d'autre part (grès, schistes et calcaires). Les comportements rhéologiques de ces formations étant très différents et les contextes structuraux très variables, il s'ensuit différents modèles géométriques. L'identification des facteurs de prédisposition, rendant ces modèles réalistes, constitue une première étape pour une cartographie de l'aléa « mouvements de terrain ».

- Antoine J.M. – « La catastrophe oubliée, les avatars de l'inondation, du risque et de l'aménagement dans la vallée de l'Ariège (Pyrénées françaises, fin du XVII<sup>e</sup>-XX<sup>e</sup> siècles) ». Thèse de doctorat en géographie, Université de Toulouse, 1992, 250 p.
- Antoine P. – « Les problèmes posés par l'instabilité des versants de grande ampleur. Aspects géologique ». *Bull. Int. Ass. Engineering Geology*, n° 45, 1992, p. 9-24.
- Antoine P., Giraud A. – « Aide à la reconnaissance des principaux types de mouvements de terrain connus dans les Alpes du Nord ». Commission des Communautés européennes, Programme EPOCH, Partie n° 3, vol. 2, 1993.
- Azimi C., Desvarreux P. – « Quelques aspects de la prévision des mouvements de terrain ». *Revue française de géotechnique*, n° 76, 1996, p. 63-71.
- Barnolas A., Chiron J.C., Guérangé B. – *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées : introduction. Géophysique. Cycle hercynien*. Orléans et Madrid, Ed. BRGM, ITGE, 1, 1996, p. 225-360.
- Castérat M. – Carte géologique de la France au 1/80 000, feuille Mauléon, n° 239. 2<sup>e</sup> édition, Orléans, BRGM, 1969.
- Choukroune P. – « Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité subverticale ». *Mém. Soc. Géol. France*, IV, 127, 1994, p. 1-116.
- Clément B., Fabre R., Denis A., Riss J. – « Reconnaissance des glissements de terrain dans les massifs basques (Pyrénées-Atlantiques) et les conséquences de leur réactivation : l'exemple du glissement de Saint-Jean-Pied-de-Port ». Résumé et Poster, 16<sup>e</sup> RST d'Orléans, 1996, p. 177.
- Colas G., Pilot G. – « Description et classification des glissements de terrains ». *Bull. Liaison Lab. Ponts et Chaussées*, n° spécial, 1976, p. 21-30.
- Dikau R., Brunsten D., Schrott L., Ibsen M.L. – *Landslide recognition : identification, movement and courses*. Report n° 1, European Commission Environment Program, John Wiley and Sons, 1996, 247 p.
- Durville J.L. – « Mécanisme et modèles de comportement des grands mouvements ». *Bull. Int. Ass. Engineering Geology*, n° 45, 1992, p. 25-42.
- Durville J.L., Seve G. – *Stabilité des pentes, glissement en terrain meuble*. Techniques de l'Ingénieur, C 1, 1996, p. 1-17.
- Fabre R., Denis J., Riss J., Clément B. – « Analyse structurale de la couverture triasique sur les versants des montagnes du Jarra et de l'Arradoy en Pays basque (Pyrénées-Atlantiques) : cartographie géologique et typologie des glissements de terrain ». CRAcSci, Paris, série IIa, t. 324, 1996, p. 461-468.
- Fabre R., Lebourg Th., Clément B. – « Les dépôts morainiques holocènes dans la "zone axiale" pyrénéenne : Approche déterministe de leur instabilité à Verdun-sur-Ariège (Pyrénées centrales, France) ». *Bull. Eng. Geol. Env.*, vol. 58, 2000 (a), p. 133-143.
- Fabre R., Desreumaux, Ch., Lebourg Th. – « Les glissements rocheux du versant sud du Layens (vallée d'Aspe ; Pyrénées occidentales) ». Séance spécialisée, *Bull. Soc. Géol. France*, 171, (4), 2000 (b), p. 407-418.
- Flageollet J.C. – Les mouvements de terrain et leur prévention. Paris, Masson, 1989, 250 p.
- Lebourg Th., Fabre R. – « Glacial tills instability on mountains sides, influence of the geomorphological inheritance and the heterogeneity for forecasting the behaviour of slopes movements ». *Intern. Symp. on Landslides, Cardiff*, In Landslides in research, Theory and practice, E. Bromhead ed., London, Thomas Telford, N. Dixon & M.L. Ibsen, vol. 2, 2000, p. 887-893.
- Lebourg Th. – *Analyse géologique et mécanique de glissements de terrain dans des moraines des Pyrénées centrales et occidentales (France)*. Thèse de l'Université Bordeaux I, 2000, 363 p.
- Lebourg Th., Frappa M. – « Mesures géophysiques pour l'analyse des glissements de terrain ». Numéro spécial de la *Revue française de géotechnique*, n° 95/96, 2001, p. 33-39.
- Leone F. – *Concept de vulnérabilité appliquée à l'évaluation des risques générés par les phénomènes de mouvements de terrain*. Documents du BRGM, 1996, p. 32-42.
- Malatrait A.M. – *Mouvements gravitaires dans le territoire couvert par la feuille Saint-Jean-de-Maurienne (Savoie) au 1/50000*. Orléans, BRGM, 1975, 218 p.
- Millies-Lacroix A. – « Classification des talus et des versants instables. Risques géologiques, mouvements de terrain ». *Bull. Liaison Lab. Ponts et Chaussées*, 1981, p. 55-62.
- Mougin J.P. – *Les mouvements de terrain. Recherches sur les apports mutuels des études géologique et mécanique à l'estimation de la stabilité des pentes*. Université de Grenoble, 1973, 292 p.
- Sassa K. – « The geotechnical classification of landslides ». Proc. 4th Int. Conf. Field Workshop on Landslides, Tokyo, 1, 1985, p. 31-40.
- Sitter K. – *Geological map of central Pyrenees*. Published by Geological Institut, Leiden University, sheet 3, 1968.
- Terzaghi K. – *Mechanism of landslides. Application of geology to engineering practice*. Geol. Soc. of America, New York, Berley, 1950, p. 83-123.
- Trévisan L. – « Tavole orientale par l'identificazione dei tipi di frane ». Guida alla classificazione delle frane (A. Dezio), 1971, p. 24-30.
- Varnes D.J. – « Slope movement types and processes ». *Landslides : Analysis and control*, Transportation Res. Board Sp. Report, 176, Nat. Acad. Sci. Washington DC, 1978, p. 11-33.

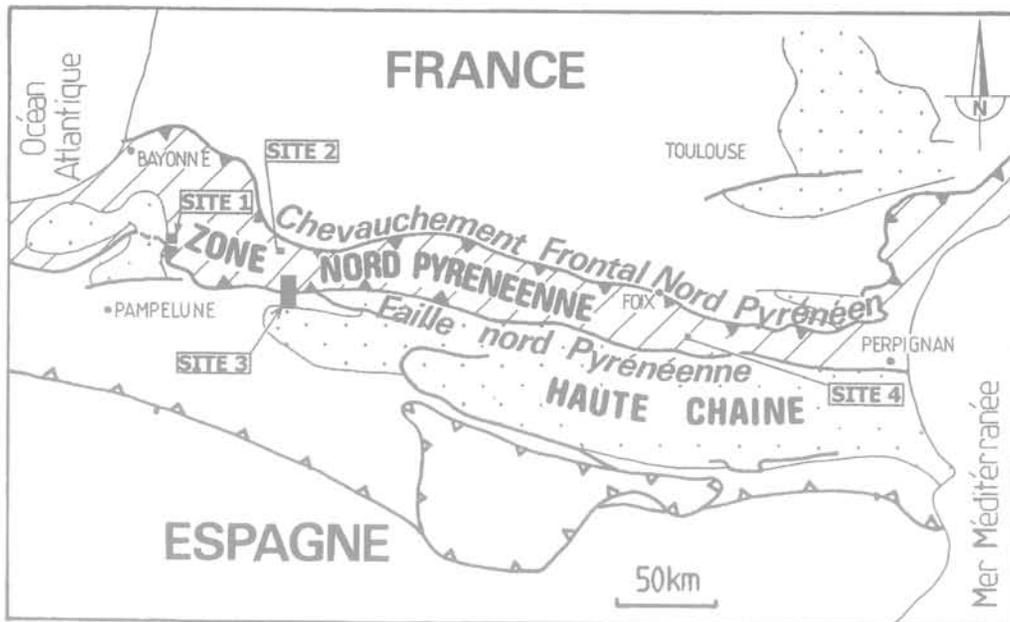


FIG. 1 Localisation des quatre secteurs d'étude sur la carte structurale des Pyrénées (sites 1, 2, 3 et 4).  
Location of the four study areas on the Pyrenees structural map (area 1, 2, 3 and 4).

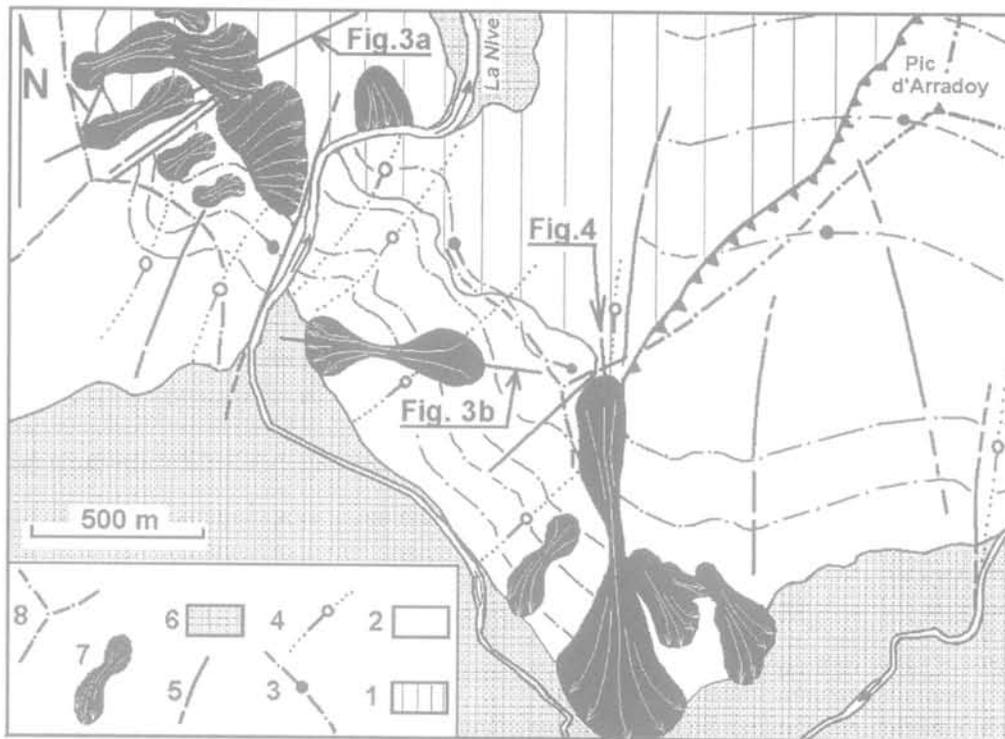


FIG. 2 Carte géologique simplifiée du secteur d'étude au Pays basque (site 1) avec la localisation des coupes des figures 3a, 3b et 4.

Légende : 1) Schistes du Dévonien ; 2) Grès massifs et argilites du Trias ; 3) Trace des plans axiaux des plis principaux et leurs axes orientés N 110° à N 145° ; 4) Trace des plans axiaux des plis liés aux failles tardives N 20° à N 50° ; 5) Failles majeures et plan de chevauchement du pic d'Arradoy ; 6) Terrasses alluviales indifférenciées ; 7) Glissements de terrain du Trias sur le Dévonien ; 8) Lignes de crête.

Simplified geological map of studied area, Basque Country (area 1) with location from geological cross-sections figures 3a, 3b and 4.

Legend: 1) Devonian slates; 2) Trias massive sandstones and clayey; 3) Line of the major axial fold planes and the axis oriented N 110° to N 145° direction; 4) Line of the axial fold planes related to late faults oriented N 20° to N 50°; 5) Major faults and thrust plane of Arradoy Peak; 6) Undifferentiated alluvial deposits; 7) Landslides of Triassic terranes over the Devonian; 8) Crest lines.

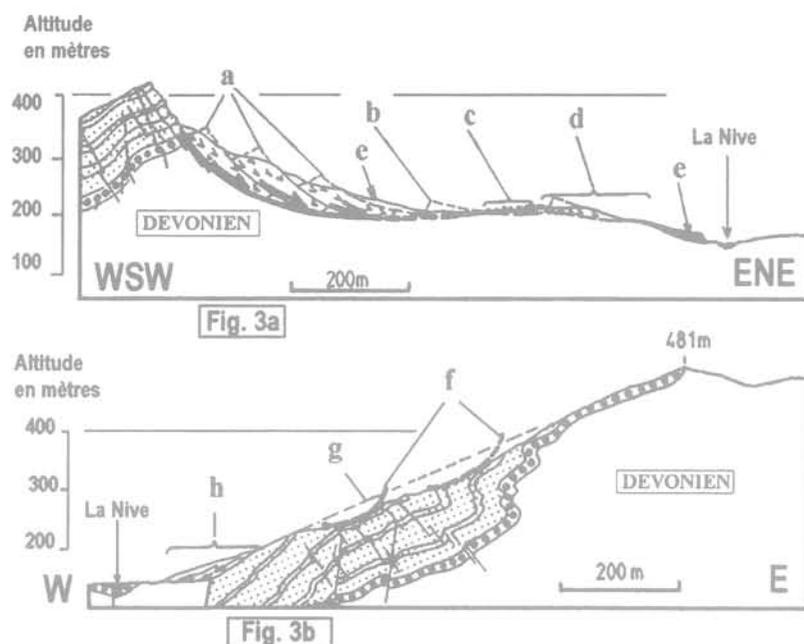


FIG. 3 Coupes géologiques et géomorphologiques des glissements de terrain rocheux rotationnels à translationnels. Voir localisation figure 2.

Légende 3a : a) Glissements rotationnels emboîtés ; b) Paquets érodés et démantelés ; c) Éboulis de blocs ; d) Cône alluvial ennoyant un paquet érodé ; e) Topographie actuelle ; 3b : f) Glissements de terrain rotationnels à translationnels bancs sur bancs ; h) Zone d'accumulation du glissement ; g) Ancienne topographie.

Geomorphological and geological cross-sections of rotational and translational rockslides located figure 2.  
Legend 3a : a) Multiple rotational slides ; b) Eroded and dismantled gravitational creep features ; c) Gravity accumulation ; d) Colluvial fan covering a gravitational creep ; e) Present erosion level ; 3b : a) Translational slide ; b) Accumulation zone of rockslides ; c) Past topography.

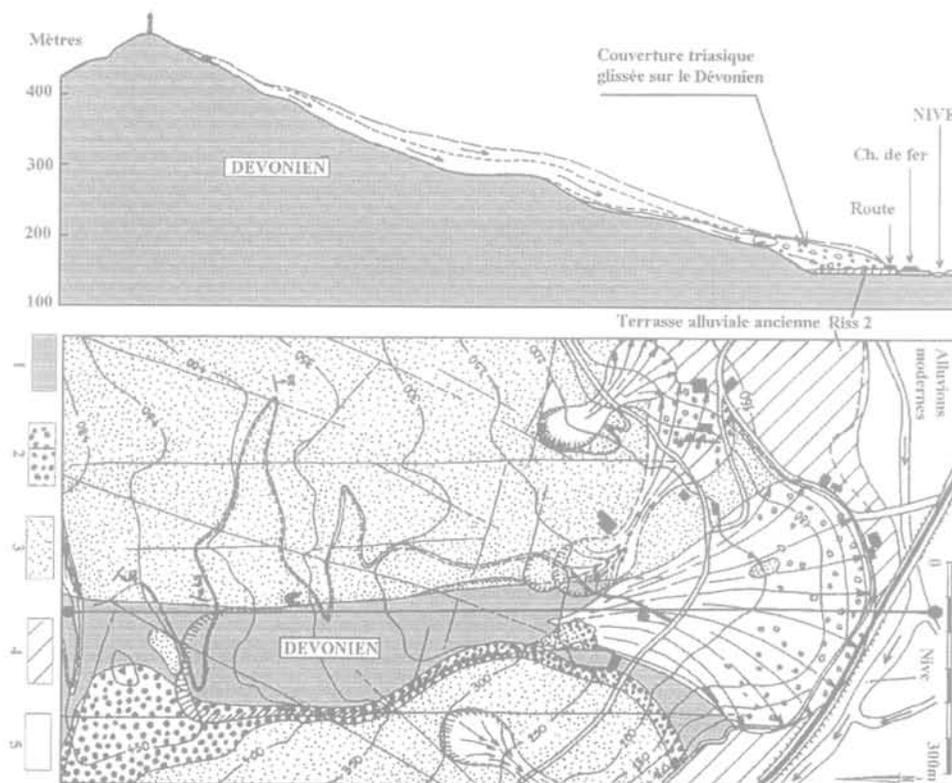


FIG. 4 Carte et coupe géologiques détaillées du glissement translationnel de la couverture triasique (en pointillés) sur le Dévonien (sombre). Carte localisée sur la figure 2.

1) Dévonien ; 2) trias inférieur ; 3) trias moyen et supérieur ; 4) alluvions anciennes ; 5) alluvions modernes.  
Detailed geological map and cross-section showing the translational rockslide of Triassic terranes (stipple drawing) on the Devonian (dark colour). See caption and location figure 2.  
1) Devonian ; 2) Lower Triassic terranes ; 3) Middle and Upper Triassic terranes ; 4) Old alluviums ; 5) Holocene alluviums.

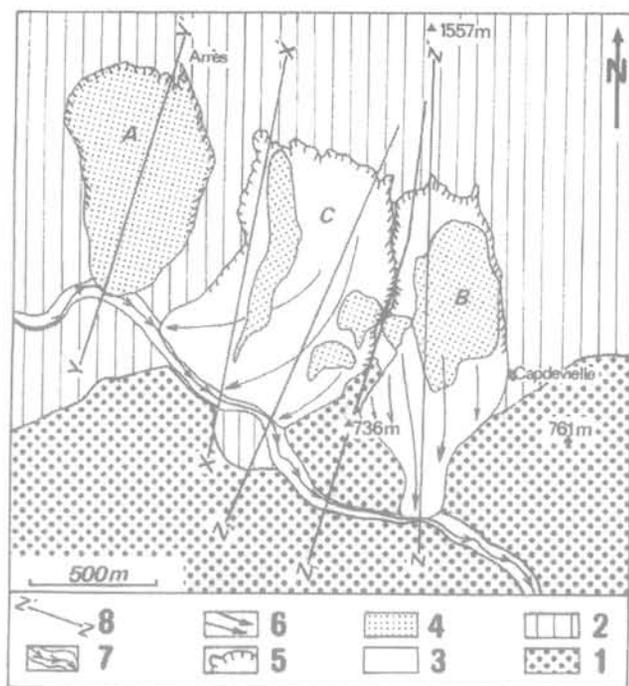


FIG. 5 Carte géologique simplifiée des glissements rocheux du versant sud du Layens suivant trois secteurs : A, B, C.

Légende : 1) Ophite ; 2) Couverte mésozoïque indifférenciée ; 3) Glissements profonds ; 4) Glissements superficiels (secteurs A et B) ; 5) Escarpements principaux ; 6) Direction des glissements profonds probables (Fabre *et al.*, 2000b) ; 7) Ruisseau d'Arricq avec ses alluvions récentes ; 8) Localisation de la coupe YY' (Fig. 6) et des coupes des glissements profonds décrits par Fabre *et al.* (2000b).

Simplified geological map of rockslides of the south slope of the Layens following three slipping zones: A, B, C.

Legend: 1. Ophite ; 2) Undifferentiated Mesozoic series ; 3) Deep rockslides ; 4) Superficial rockslides (zones A and B) ; 5) Major rockslide scars ; 6) Movement of probably deep rockslides (in Fabre *et al.*, 2000b) ; 7) Arricq stream with recent alluvial deposits ; 8) Location of YY' cross-section (Fig. 6) and others cross-sections of deep rockslides described in Fabre *et al.* (2000b).

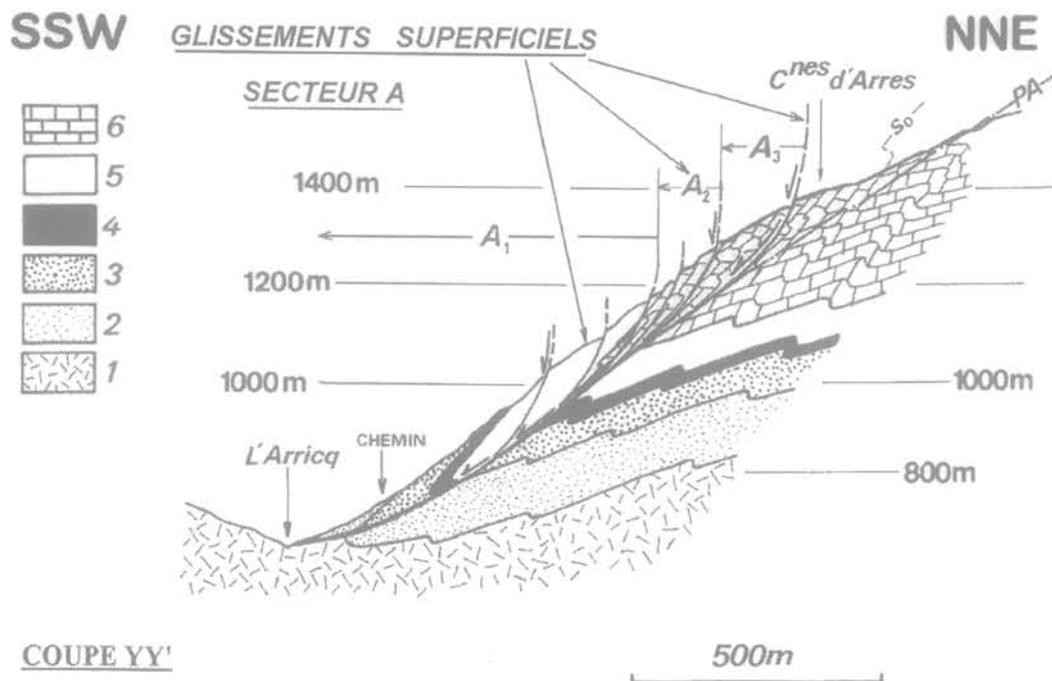


FIG. 6 Coupes géologiques du secteur A des glissements rocheux du Layens montrant les glissements superficiels emboîtés (Fig. 5 ; coupe YY' ; Fabre *et al.*, 2000b).

Légende : 1) Trias indifférencié à argiles bariolées ; 2) Hettangien-Sinemurien : calcaires et dolomies ; 3) Pliensbachien-Toarcien : calcaires micritiques ; 4) Aalénien-Bajocien-Bathonien : calcaires noirs massifs ; 5) Callovien-Oxfordien : dolomies noires ; 6) Aptien supérieur : calcaires massifs.

Geological cross-section of the A area of Layens rockslides showing the multiple superficial rockslides (Fig. 5; YY' cross-section; Fabre *et al.*, 2000b).

Legend: 1) Undifferentiated Triassic formations with rock clays ; 2) Hettangian-Sinemurian: calcareous rocks and dolomites ; 3) Pliensbachian-Toarcian: micritic calcareous rocks ; 4) Aalenian-Bajocian-Bathonian: black calcareous rocks ; 5) Callovian-Oxfordian: black dolomites ; 6) Upper Aptian: calcareous rocks.

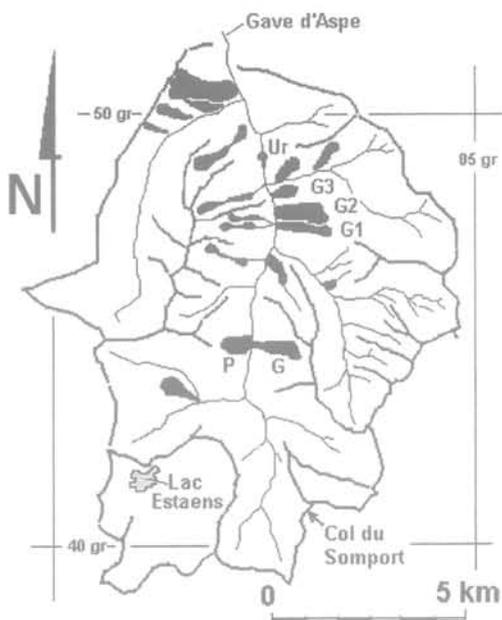


FIG. 7

Carte de localisation des principaux glissements de terrain (en noir) en haute vallée d'Aspe. Tous les glissements de terrain sont dans la moraine, sauf les glissements rocheux de la Gentiane (G) et celui du Peilhau (P).

Légende : Glissements de Gouetsoule : G1, G2, G3 ; trait gras : lignes de crête ; trait fin : principaux torrents du gave d'Aspe.

Location map of the main landslides (black colour) of the High Aspe valley. All landslides are in the till, excepted the Gentiane (G) and Peilhau (P) rockslides.

Legend : Gouetsoule landslides : G1, G2, G3 ; dark line : crests lines ; thin line : main streams of Aspe river.

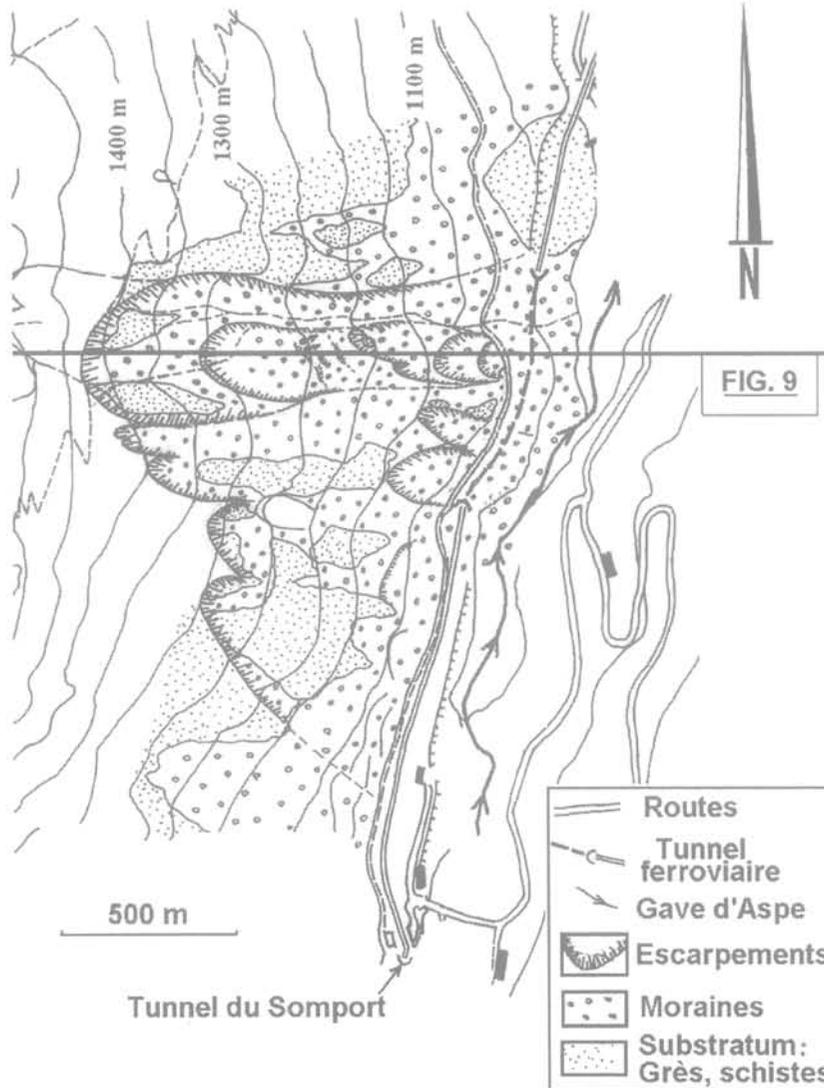


FIG. 9

FIG. 8

Cartographie géologique détaillée autour des glissements de terrain du Peilhau (localisation Fig. 7). Les escarpements principaux et secondaires des glissements du Peilhau y sont notés.

Detailed geological map around the Peilhau rockslides (location Fig. 7). Main and secondary scars of the Peilhau landslides are noted.

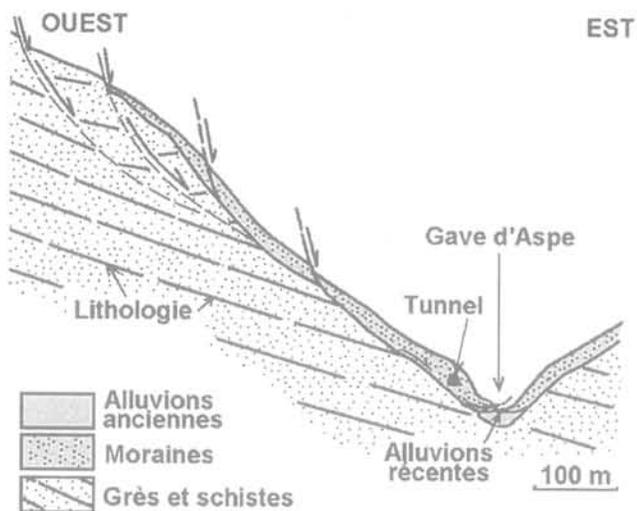


FIG. 9 Coupe interprétative des glissements rocheux complexes du Peilhou localisée sur la figure 8. Les surfaces de rupture profondes sont envisagées dans le substratum et vérifiées dans la moraine. Cross-sections of the Peilhou complex rockslides (location Fig. 8). The mechanical rupture planes of deep rockslides are probably and confirmed in the tills.

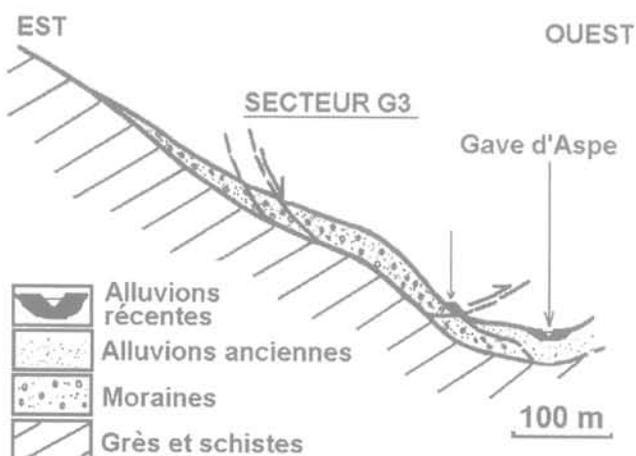
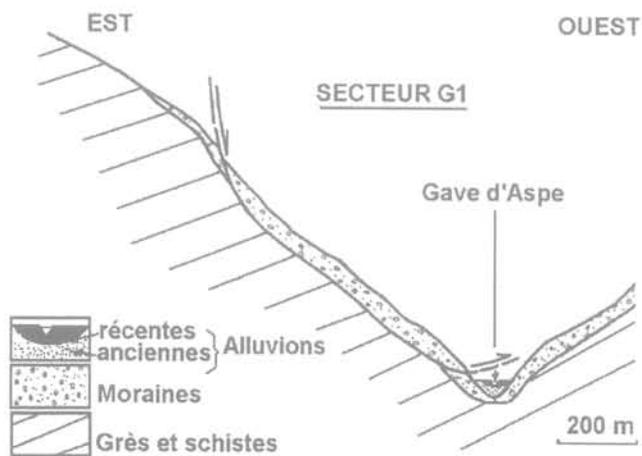


FIG. 10 Coupes des glissements de terrain rotationnels de Gouetsoule, notées G1 (10a) et G3 (10b). Cross-sections of the Gouetsoule rotational landslides, denoted G1 (10a) and G3 (10b).

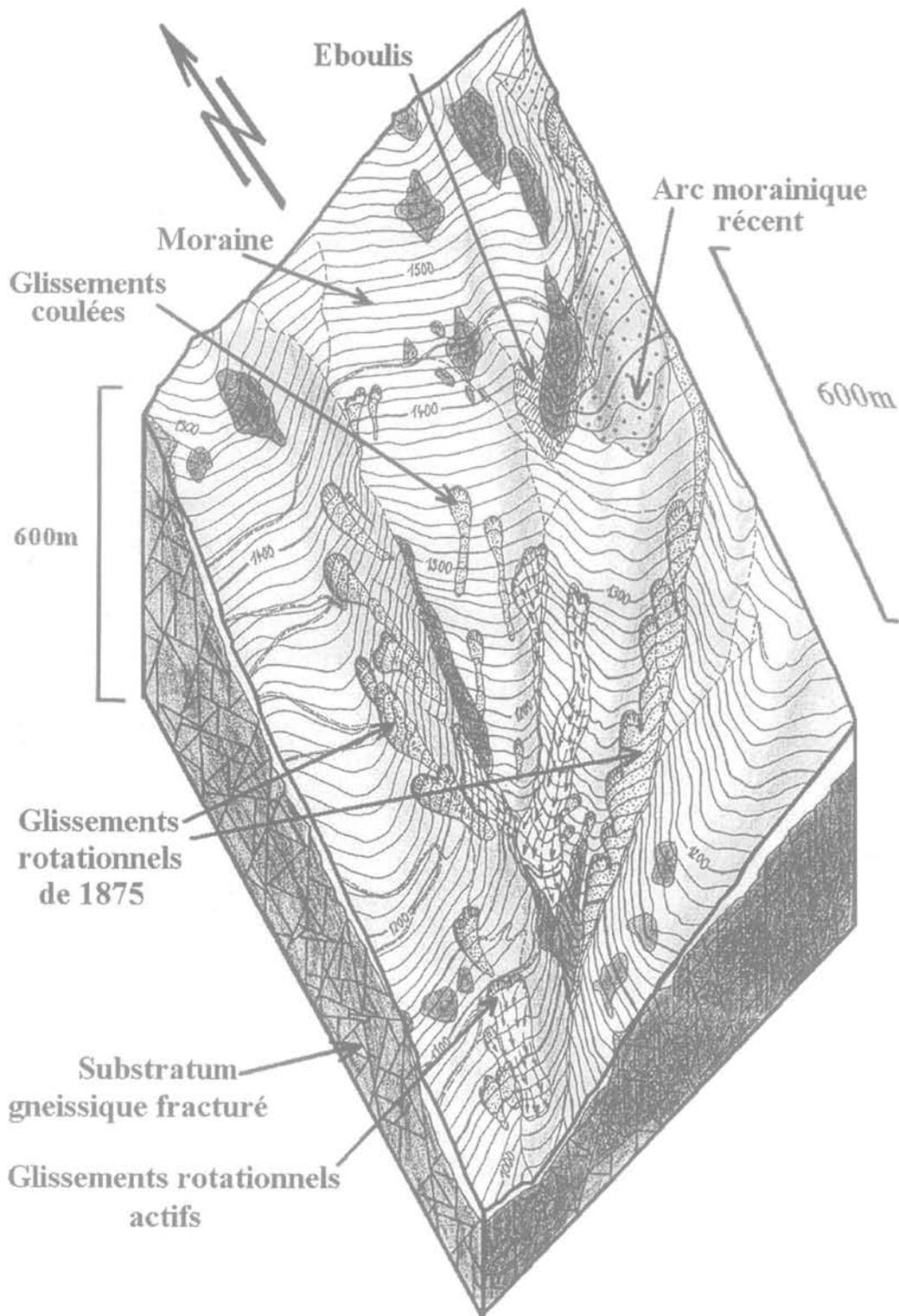


FIG. 11 Block diagramme des glissements de terrain rotationnels et des glissements coulées du site de Verdun-sur-Ariège.  
 Block diagram of rotational landslides and flow-slides of Verdun-sur-Ariège.