



COMITE FRANCAIS DE GEOLOGIE DE L'INGENIEUR ET DE L'ENVIRONNEMENT



**CGEDD**

Conseil Général  
de l'Environnement et  
du Développement Durable

# **Glissements de terrain et barrages naturels induits par le séisme du 12 mai 2008 au Sichuan (Chine)**

*Retour d'expérience*

*Roger Cojean, Jean-Louis Durville, Jack Gauchez, Pierre Pothérat*



CFGI, Comité Français de Géologie de l'Ingénieur et de l'Environnement  
Association régie par la loi du 1-7-1901, reconnue d'utilité publique  
Siège social : Centre de Géologie de l'Ingénieur, Ecole des Mines de Paris– 60, boulevard Saint-Michel – 75272 Paris cedex 06

Référence du rapport:

Rapport technique N° R091218RCJLD

Ce document est écrit, dans le cadre d'un partenariat entre le CFGI, Comité Français de Géologie de l'Ingénieur et de l'Environnement et le MEEDDM : Ministère de l'Écologie, de l'Énergie, du Développement durable et de la Mer (subvention N° 0005992 du Service des Risques naturels et hydrauliques de la Direction générale de la Prévention des Risques et lettre de commande N° 09 MGCC E001 de la Mission Génie civil de la Direction de la Recherche et de l'Innovation). MINES ParisTech et le CGEDD ont contribué à la rédaction du rapport.

## SOMMAIRE

1. Introduction .....	3
2. Mouvements de versant, barrages naturels et séismes .....	5
2.1 Mouvements de versant.....	5
2.1.1 Terminologie et classifications.....	5
2.1.2 Quelques exemples.....	8
2.1.3 Séismes et mouvements de versant .....	15
2.2 Les barrages naturels créés par les glissements de terrain .....	22
2.2.1 Introduction .....	22
2.2.2 État de l'art bibliographique.....	22
2.2.2.1 Généralités.....	22
2.2.2.2 Exemples de barrages de vallées par des glissements ou éboulements.....	24
3. Le séisme de Wenchuan .....	28
3.1 Introduction .....	28
3.2 Contexte géologique.....	28
3.3 Le contexte sismotectonique et sismologique.....	29
3.4 Effets induits, victimes, dommages, conséquences.....	35
3.5 Glissements de terrain déclenchés par le séisme.....	40
3.5.1 Données générales.....	40
3.5.2 Descriptions de quelques exemples de glissements et éboulements déclenchés par le séisme de Wenchuan .....	43
3.5.3 Le cas des laves torrentielles.....	51
3.6 Barrages formés suite au séisme du 12 mai 2008 .....	52
3.6.1 Données générales.....	52
3.6.2 Monographies : géologie et gestion des risques, comptes-rendus de visite (CFG) 56	
3.6.2.1 Introduction .....	56
3.6.2.2 Le barrage de Tangjiashan .....	56
3.6.2.3 Le barrage de Daguangbao.....	61
3.6.2.4 Les barrages sur la rivière Mianyuan .....	62
3.6.2.5 Les barrages sur la rivière Min.....	71
4. Conclusions tirées de la mission CFGI et enseignements pour le cas de Séchilienne .....	81
Références bibliographiques .....	85



## Résumé

Un état de l'art est d'abord présenté, d'une part sur les glissements de terrain causés par les séismes, d'autre part sur les barrages naturels formés par les glissements de terrain. Il n'existe pas à l'heure actuelle de méthode simple et fiable pour porter un diagnostic prédictif sur la durée de vie d'un barrage naturel, même si les principaux paramètres sont identifiés : dimensions du barrage, nature des matériaux constitutifs, volume du réservoir, débit entrant à l'amont. Quelques cas emblématiques de barrages naturels sont décrits sous l'angle géologique et sous celui de la gestion du risque.

Les éléments géologiques et sismotectoniques du séisme de Wenchuan, Chine, du 12 mai 2008 sont rappelés (magnitude 8, intensité maximale XI). Un rapide aperçu des dommages aux constructions et ouvrages est présenté.

De très nombreux mouvements de terrain ont été déclenchés par le séisme du 12 mai 2008 : chutes de blocs, éboulements en masse, glissements, coulées de débris (debris flow). Ils se sont produits soit immédiatement, soit plus ou moins longtemps (jusqu'à plus d'un an) après la secousse. Ils ont causé un grand nombre de victimes et ont considérablement ralenti l'arrivée des secours en obstruant les routes d'accès.

Les barrages naturels ont été nombreux également, dans cette région montagneuse. Beaucoup d'entre eux ont des hauteurs de quelques dizaines de mètres, avec des retenues amont de plusieurs millions de mètres cubes. Dans la plupart des cas, les Chinois ont creusé en urgence un chenal pour limiter la hauteur d'eau et le débordement s'est effectué sans rupture catastrophique, les populations en aval ayant quand même été évacuées. Il subsiste encore aujourd'hui plusieurs de ces barrages, avec en conséquence un risque pour l'aval.

Une comparaison avec le cas de Séchilienne (Isère) est présentée en fin de rapport.



## 1. INTRODUCTION

Les glissements de terrain de grande ampleur en région montagneuse sont susceptibles d'engendrer des modifications morphologiques importantes, en particulier lorsque les matériaux glissés ou éboulés s'accumulent au fond d'une vallée étroite et créent un barrage pour le cours d'eau. Une retenue se forme alors en amont, les voies de communication sont coupées, des terres, des ouvrages et des constructions sont inondés. Lorsque le niveau de la retenue atteint le point bas de la crête du barrage naturel, il y a débordement et érosion du barrage. Dans certains cas, cette érosion est rapide, une brèche se forme assez brutalement et la vidange du lac provoque une crue destructrice à l'aval ; dans d'autres cas, le barrage et le lac se maintiennent plusieurs années, mais une rupture peut encore survenir longtemps après.

Des événements de ce type sont connus dans toutes les régions de fort relief depuis les temps préhistoriques. Citons quelques exemples célèbres : l'éboulement de La Madeleine en Savoie, daté de – 12 000 ans environ, qui est à l'origine de la plaine de Bessans actuelle, reste du comblement de la retenue par la sédimentation ; le barrage de la vallée de la Romanche à l'aval de Bourg-d'Oisans, au XII<sup>ème</sup> siècle, formant le célèbre lac Saint-Laurent, barrage qui s'est rompu plusieurs années après sa formation, avec des conséquences désastreuses à l'aval ; l'éboulement de la Valtelline en Lombardie (1987), qui a barré la vallée de l'Adda, et nécessité le creusement d'une galerie de dérivation pour la rivière et d'un tunnel pour la route ; etc. Ces glissements ou éboulements ont été déclenchés par des épisodes de précipitations exceptionnelles ou par des séismes.

Les risques liés à ces phénomènes en chaîne sont donc multiples : au risque direct au moment du glissement, pouvant causer des victimes, détruire des biens, engendrer une coupure des communications, s'ajoutent le risque d'enneigement à l'amont et le risque de crue brutale à l'aval.

En France, deux glissements de grande ampleur, actifs depuis plusieurs années, sont à ranger dans la famille décrite ci-dessus : La Clapière (Alpes-Maritimes) et Séchilienne (Isère).

A La Clapière, où 50 millions de m<sup>3</sup> sont en mouvement, une galerie de dérivation de la Tinée (200 MF en 1989) a été creusée préventivement, pour éviter l'enneigement d'une partie du village de Saint-Etienne-de-Tinée et le risque de crue à l'aval. Il semble cependant qu'aujourd'hui le phénomène tende vers une stabilisation, sans rupture brutale, après un déplacement cumulé d'une centaine de mètres ayant simplement repoussé la rivière sans la barrer.

A Séchilienne, où plusieurs millions de m<sup>3</sup> sont en mouvement significatif depuis plus de 20 ans, une déviation routière et l'expropriation de 80 maisons ont déjà été réalisées. Outre la surveillance du site instrumenté, de nombreuses études ont permis d'identifier des scénarios impliquant la formation de barrages plus ou moins importants. A l'aval, sont menacés, en fonction de l'ampleur de la crue : les captages d'eau alimentant Grenoble, certains quartiers de la ville de Vizille, les industries chimiques de Pont-de-Claix, etc.

Dans les deux cas, de La Clapière et de Séchilienne, comme dans tous les autres événements contemporains, la gestion du risque hydraulique, après un mouvement de terrain de grande ampleur (qu'il n'est en général pas possible de maîtriser, et que l'on peut au mieux prévoir quelques jours à l'avance), est un problème majeur : le barrage sera-t-il stable et résistant à l'érosion interne ou externe ? Quelle probabilité qu'une crue du cours d'eau intervienne rapidement après l'éboulement ? Peut-on terrasser la masse glissée pour aménager un chenal résistant à l'érosion ? Faut-il creuser une galerie de dérivation pour le cours d'eau ? Etc.

Le Comité Français de Géologie de l'Ingénieur et de l'Environnement (CFGIE) a souhaité réaliser un « retour d'expérience » sur les grands glissements de terrain causés par le séisme du 12 mai 2008, de magnitude 8, qui a frappé la province de Sichuan en Chine. En effet, plusieurs dizaines de lacs (« quake lakes ») se sont formés suite aux barrages résultant de glissements de terrain. Certains de ces barrages ont commencé à déborder au bout d'une ou deux semaines. Les autorités ont géré ces problèmes, qui s'ajoutaient aux secours d'urgence aux victimes du séisme, de diverses façons : évacuation de dizaines de milliers de personnes menacées à l'aval des retenues, travaux de terrassement en urgence sur la masse glissée, déviations provisoires des routes, etc. Les nombreux

phénomènes géologiques d'une part, la gestion opérationnelle des risques d'autre part justifiaient une mission de retour d'expérience de la part du CFGI, avec l'idée de transpositions possibles à différents cas français, Séchilienne notamment.

Le CFGI a organisé la mission au Sichuan, à l'occasion d'un congrès international de géologie de l'ingénieur tenu en septembre 2009 à Chengdu, capitale du Sichuan ; une séance spéciale d'exposés sur le séisme a eu lieu et une excursion de plusieurs jours a été organisée avec comme but la visite de plusieurs des sites affectés. Par ailleurs, une telle mission était l'occasion de réactiver des liens professionnels avec le CWRC (Chang Yang Institute of Survey, Planning, Design & Research Water Resources, organisme sous l'autorité du Ministère des Ressources en Eau).

Le CFGI a envoyé sur place une mission de quatre personnes :

- Roger Cojean, président du CFGI, directeur de recherche à MINES ParisTech (Ecole des Mines de Paris),
- Jean-Louis Durville, Conseil général de l'environnement et du développement durable,
- Jack Gauchez, géologue à la DDE de Lyon (e.r.),
- Pierre Pothérat, chef du groupe Mécanique des Roches au Centre d'Études Techniques de l'Équipement (CETE) de Lyon.

La mission a comporté trois phases sur place :

- 9-10-11 septembre 2009 : participation au Symposium international « Geological Engineering Problems in Major Construction Projects », qui était combiné avec la 7<sup>ème</sup> Conférence régionale de l'AIGI, à Chengdu, Sichuan, Chine. Le symposium comprenait une session spéciale intitulée « Geo-engineering Lessons learned from the 2008, May 12 Earthquake in Sichuan ». Deux présentations orales ont été faites par la partie française : l'une sur le cas de Séchilienne, l'autre sur les glissements de la retenue du barrage des Trois-Gorges ;
- 12-13-14 septembre 2009 : participation à l'excursion n°3 post-symposium, consacrée au séisme du 12 mai 2008 et à ses conséquences ;
- 15-16 septembre 2009 : deux jours de terrain supplémentaires organisés par l'Université Technologique de Chengdu spécialement pour la mission française, avec le concours de l'organisme CWRC.

Cette mission de retour d'expérience a été rendue possible grâce au soutien financier du Ministère de l'Écologie, de l'Énergie, du Développement Durable et de la Mer (MEEDDM), de Mines ParisTech (Ecole des Mines de Paris) et du CETE de Lyon. Le CFGI remercie plus spécialement le Service des Risques naturels et hydrauliques de la Direction générale de la Prévention des Risques et la Mission Génie civil de la Direction de la Recherche et de l'Innovation.

Le rapport présente un compte-rendu de la mission au Sichuan, précédé d'une analyse bibliographique sur le sujet des grands mouvements de terrain. Les enseignements les plus intéressants pour ce qui concerne le cas de Séchilienne sont mis en exergue dans la conclusion. Outre ce rapport écrit, une restitution orale sous la forme d'un exposé lors d'une séance technique du CFGI à Paris sera organisée au printemps 2010 (entrée libre).

## 2. MOUVEMENTS DE VERSANT, BARRAGES NATURELS ET SÉISMES

### 2.1 MOUVEMENTS DE VERSANT

#### 2.1.1 Terminologie et classifications

Les glissements de terrain, éboulements et chutes de blocs font partie des phénomènes induits accompagnant le séisme lui-même ou se déclenchant dans un délai plus ou moins important après le séisme. Les glissements et éboulements co-sismiques sont dus à l'apparition de forces d'inertie supplémentaires d'origine sismique, résultant directement de l'accélération sismique et bien souvent amplifiées par des effets de site d'origine topographique (forme du versant) et géologique (structure du versant et matériaux constitutifs). Certains de ces glissements induits peuvent résulter aussi de processus de liquéfaction intéressant généralement des sols fins (souvent des sables fins silteux) saturés et de faible compacité.

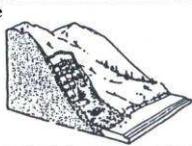
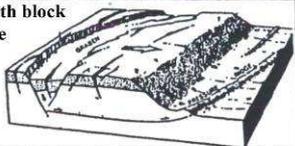
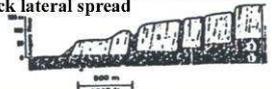
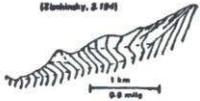
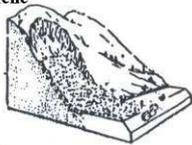
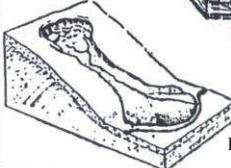
Il importe, tout d'abord, de préciser la terminologie des mouvements de versant.

De nombreux auteurs ont cherché à classer les mouvements de terrain suivant différents critères :

- Type de cadre morphostructural : régions de socles ou de massifs anciens aplanis et non relevés, régions de relief montagneux, etc. ;
- Type de cadre bioclimatique : déserts chauds ou froids, bassins forestiers tropicaux, régions de mousson, etc. ;
- Type de matériaux déplacés :
  - Nature : roches ou massifs rocheux, sols ou massifs de sols, formations superficielles ;
  - Caractéristiques géotechniques : matériau avec ou sans cohésion, matériau ayant déjà ou non donné lieu à des mouvements de terrain ;
- Type de mécanisme de déformation, de rupture et de déplacement des matériaux :
  - Vecteur de déplacement : composante verticale ou horizontale dominante ;
  - Géométrie et volume des masses instables ;
  - Causes du mouvement et facteurs de déclenchement ;
  - Conditions de pressions interstitielles ;
  - Mécanisme de rupture brutale ou progressive ;
  - Cinématique de déplacement des matériaux ;
  - Agents de transport des matériaux : gravité, glace, eau, vapeur d'eau, air ;
  - Surfaces d'épandage des produits transportés.

Nous faisons référence à quelques classifications, acceptées par une majorité de spécialistes du sujet. La classification de Varnes (1978) est à caractère principalement géologique et distingue les principales familles de mouvements de versant en fonction de la nature des matériaux en cause et en fonction du type de mécanisme de déformation et rupture (*Tableau 1*).

Tableau 1 : Classification de Varnes (1978)

TYPE OF MOVEMENT	TYPE OF MATERIAL		
	BED ROCK	ENGINEERING SOIL	
		DEBRIS	EARTH
I. FALLS	Rock fall 	Debris fall	Earth fall
II. TOPPLES	Rock topple 	Debris topple 	Earth topple
III. SLIDES	A. ROTATIONAL Rock slump 	Debris slump	Earth slump 
	B. TRANSLATIONAL Rock block slide  Rock slide	Debris slide 	Earth block slide 
IV. LATERAL SPREAD	Rock lateral spread 		Earth lateral spread 
V. FLOWS	Gravitationnal sagging (Hansen, Palitz, and Ryphel, & Fild)  (Lushinsky, & Fild) 	Debris avalanche   Soil creep 	Rapid earth flow (Quick clay flow)   Earth flow 

La classification de Cruden et Varnes (1996) fait référence aux vitesses de déplacement des masses glissées (Tableau 2). La classification d'Hutchinson (1988) s'appuie plus sur les caractéristiques des processus de déformation et rupture des terrains (Tableau 3).

Tableau 2 : Échelle de vitesse des mouvements de versant (Cruden et Varnes 1996)

Classe de vitesse	Description	Vitesse (m.s <sup>-1</sup> )	Vitesse typique
7	Extrêmement rapide	5	5 m.s <sup>-1</sup>
6	Très rapide	0,05	3 m.min <sup>-1</sup>
5	Rapide	5.10 <sup>-4</sup>	1,8 m.h <sup>-1</sup>
4	Modéré	5.10 <sup>-6</sup>	13 m.mois <sup>-1</sup>
3	Lent	5.10 <sup>-8</sup>	1,6 m.an <sup>-1</sup>
2	Très lent	5.10 <sup>-10</sup>	16 mm.an <sup>-1</sup>
1	Extrêmement lent		

Tableau 3 : Classification des mouvements de pente sub-aériens (Hutchinson 1988)

- 
- A. Rebond isostatique (Rebound)
  - B. Fluage (Creep)
    - 1. superficiel, principalement saisonnier
    - 2. profond, continu
    - 3. progressif, avant rupture
    - 4. après rupture
  - C. Affaissement (Sagging)
    - 1. associé à la génération d'un glissement
    - 2. associé à la génération de deux glissements
    - 3. associé à un basculement multiple
  - D. Glissement (Landslides)
    - 1. ruptures confinées
    - 2. rupture en rotation
    - 3. ruptures composées
    - 4. rupture en translation
  - E. Mouvements de débris de type écoulement (flow-like form)
    - 1. coulées de boue (mudslides)
    - 2. coulées de boue périglaciaires (gélifluction des argiles)
    - 3. glissements-coulées
    - 4. laves torrentielles (debris flows)
    - 5. sturzstroms
  - F. Basculements (Topples)
    - 1. limités par des discontinuités pré-existantes
    - 2. résultat de rupture en tension
  - G. Chutes (Falls)
    - 1. primaires, détachement de matériaux frais
    - 2. secondaires, remobilisation
  - H. Mouvements de pente complexes
    - 1. bombement de vallée (cambering and bulging)
    - 2. mouvements de pente de type bloc
    - 3. escarpements argileux abandonnés
    - 4. glissements évoluant vers le bas en coulées de boue ou écoulements
    - 5. glissements causés par ruissellement
    - 6. glissements multiples en gradins
    - 7. glissement ancien avec plusieurs évolutions
- 

Signalons aussi la classification de K. Sassa (1985) établie à partir de deux critères : l'un relatif au matériau, l'autre au type de mouvement :

- Le critère « matériau » est de nature granulométrique et différencie les quatre classes suivantes :
  - o Masses rocheuses (bedrock) découpées par quelques failles ou joints stratigraphiques ;
  - o Masses rocheuses très fracturées et matériaux granulaires très grossiers (taille moyenne des grains :  $\varnothing$  20 mm) ;
  - o Sols sableux (sables et graviers fins :  $0,075 \text{ mm} < \varnothing < 20 \text{ mm}$ ) ;
  - o Sols argileux (silts et argiles :  $\varnothing < 0,075 \text{ mm}$ ).
- Le critère « type de mouvement » différencie les quatre classes suivantes :
  - o Rupture par défaut de résistance au cisaillement d'un matériau intact (n'ayant pas déjà donné lieu à rupture) : dans ce cas, on mobilise rapidement une « résistance de pic », puis la résistance au cisaillement du matériau diminue à mesure qu'augmente la déformation. Ce comportement rhéologique (caractéristique en particulier des argiles surconsolidées) est à l'origine de mécanismes de rupture à cinématique généralement rapide (« *slope failure* », glissement rapide, défini dans les classifications japonaises) ;

- Rupture par défaut de résistance au cisaillement d'un matériau ayant déjà donné lieu à rupture : dans ce cas, on mobilise une « résistance résiduelle » qui varie peu avec la déformation. Une modification des pressions interstitielles dans le terrain peut suffire à déclencher un mouvement généralement lent (« *landslide* », glissement lent, défini dans les classifications japonaises) ;
- Liquéfaction partielle ou totale : ce mécanisme est propre à certains matériaux saturés (argiles sensibles, sables lâches) soumis à une sollicitation mécanique rapide (séismes) ;
- Fluage : déformation progressive sous sollicitation mécanique constante (parfois la seule gravité).

Dans la suite du rapport nous faisons référence à différents types de mouvements de versants. Lorsque cela est possible, nous nous référons à la classification de Varnes. En l'absence d'informations détaillées, nous utilisons des termes plus généraux tels que : glissements, éboulements, coulées de débris (*debris flows*).

## 2.1.2 Quelques exemples

A titre d'illustration, sont rapportés ici quelques exemples de mouvements de versant, de moyenne ou grande ampleur, déclenchés ou non par une sollicitation sismique, ayant dans certains cas créé un barrage de rivière (Cojean R., 1993, CFGI-LCPC, 2000). D'autres cas avec barrages de rivière et la gestion du risque associée sont traités au paragraphe 2.2. Les exemples sont classés des volumes déplacés les plus faibles au plus grands.

*Nota 1 : Tous les volumes de masses glissées sont donnés en  $hm^3$ . Rappelons que  $1 hm^3$  est égal à un million de  $m^3$ .*

*Nota 2 : Plusieurs descriptions font référence au paramètre  $H/L$  défini en Figure 1.*

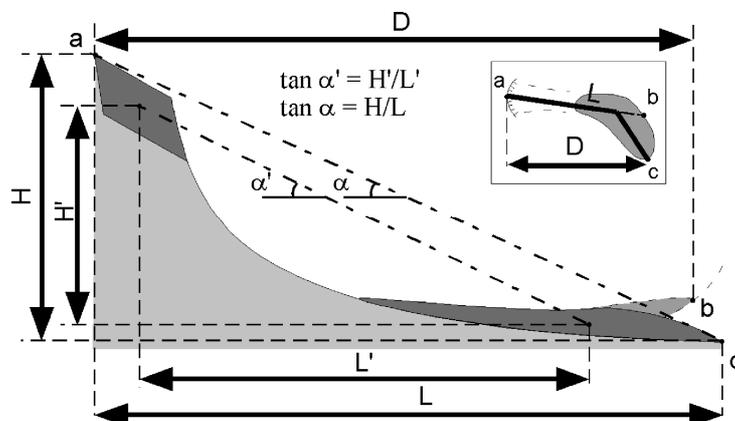


Figure 1 : Paramètres descriptifs du transport et de l'étalement des masses glissées

### Glissement de Bon-Attrait et laves torrentielles de Pontamafrey (Savoie)

J. Goguel (1968) a étudié les coulées boueuses du torrent de la Ravoire, affluent de l'Arc, qui, au printemps de 1965, créèrent de graves dommages au village de Pontamafrey et coupèrent une route nationale et une voie ferrée. Le bassin versant du torrent de la Ravoire est dominé par des crêtes culminant à 2 700 m, à 6 km de distance du village au bord de l'Arc à la cote 495 m. Le bassin de réception du torrent est constitué de masses de gypse, de niveaux calcaréo-gréseux, de cargneules et de schistes, puis d'une série conglomératique à schisteuse constituant le flysch des Aiguilles d'Arves au niveau des crêtes. C'est le domaine des écaillés ultradauphinoises des Alpes du Nord.

Les laves torrentielles de 1965 résultaient à l'origine d'un glissement affectant le bassin de réception du torrent dans des masses de matériaux très déconsolidés et altérés (dissolution du gypse) sur plus de

100 m d'épaisseur : le glissement de Bon Attrait (Figure 2). Le torrent s'est ainsi trouvé abondamment alimenté en matériaux de toutes granulométries. Le torrent a transporté pendant plusieurs jours environ  $3 \text{ hm}^3$  sur 6 km de distance, avec, dans ce cas, une pente forte de 30 % (Figure 3).

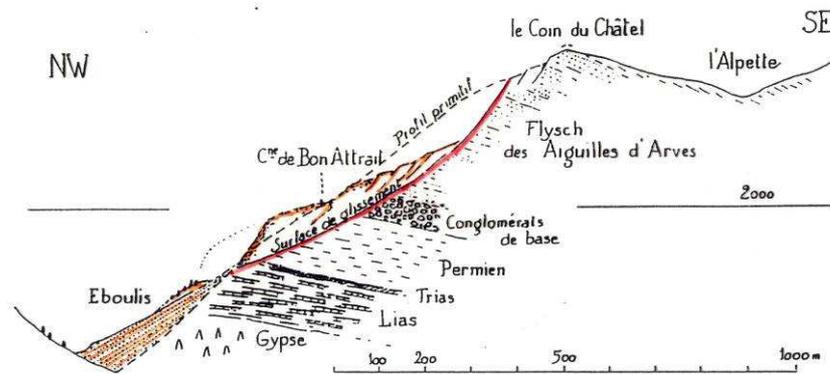


Figure 2 : Coupe géologique du glissement de Bon Attrait (d'après J. Goguel, 1968)



Figure 3 : Vue du glissement de Bon-Attrait et du cours de la Ravoire de Pontamafrey (en 1997)

#### Glissement rocheux de Luc-en-Diois (Drôme)

Le Pic de Luc domine de 500 m le lit de la Drôme et est constitué de calcaires tithoniques en gros bancs. Les strates, avec un pendage de  $45^\circ$  au sommet, amorcent un léger mouvement synclinal avec, à la base, un pendage de  $30^\circ$ . C'est aux environs de 1442 qu'une dalle calcaire de 15 m d'épaisseur et représentant un volume de  $1,5 \text{ hm}^3$  s'est détachée de la partie supérieure du versant, à la faveur d'une diaclase majeure, en glissant suivant un joint stratigraphique (Figure 4).



Figure 4 : Glissement rocheux de Luc-en-Diois dans la Drôme

La masse s'est aussitôt disloquée en blocs énormes, s'est séparée en deux parties en venant heurter un éperon rocheux à la base du versant. Les deux amoncellements de blocs ont ainsi barré la rivière en deux endroits, créant deux lacs, le lac amont se développant sur 5 km de distance.

#### L'écroulement de Madison Canyon

L'écroulement de Madison Canyon (Montana, Etats-Unis) a été déclenché par un séisme de magnitude 7 en 1959. 20 hm<sup>3</sup> de roches précambriennes (gneiss, schistes et dolomies) s'écroulèrent en une minute et s'accumulèrent en conservant plus ou moins leur disposition relative dans le versant (Figure 5).

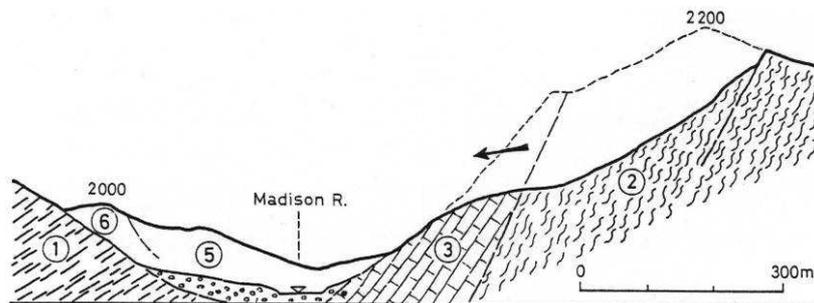


Figure 5 : Écroulement de Madison Canyon. 1 : amphibolite et gneiss ; 2 : gneiss et schistes ; 3 : dolomite ; 4 : alluvions ; 5 : matériaux glissés ; 6 : débris de dolomite (d'après Hadley, 1959)

#### Avalanche rocheuse de Black Rapids, Alaska, USA

L'avalanche rocheuse de Black Rapids, très spectaculaire, s'est déclenchée après un séisme de magnitude 7,9 le 3 octobre 2002 (Figure 6).



Figure 6 : Avalanche rocheuse de Black Rapids (d'après Dennis Trabant, USGS)

Le rejeu de la faille de Denali a déclenché des milliers de glissements de terrain, de chutes de blocs et de glissements rocheux ainsi que de nombreuses avalanches de roches, certaines atteignant des volumes de 20 hm<sup>3</sup>. L'étalement des débris a été largement contrôlé par la morphologie des vallées.

### Écroulement du Huascarán

En 1970, un gigantesque écroulement s'est produit sur les flancs glacés du Huascarán, dans la Cordillère Blanche des Andes péruviennes. Le bord de la cordillère correspond à un relief de faille normale de plus de 3 000m de rejet, avec de nombreuses failles satellites parallèles.

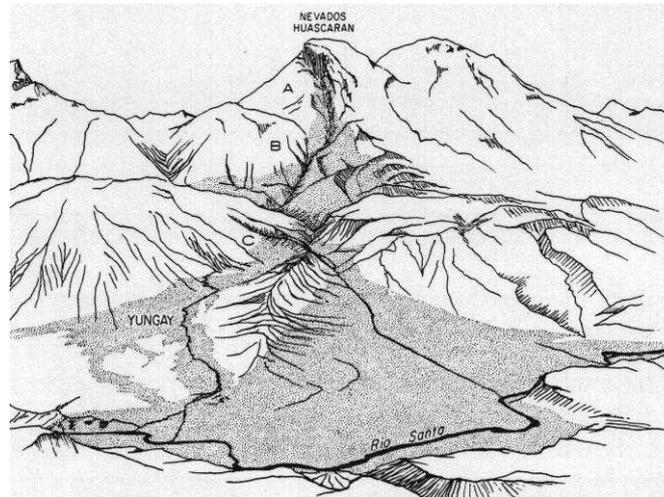


Figure 7: Éboulement et coulée de débris de Huascarán. Représentation schématique (d'après G. Plafker et G.E. Ericksen, 1978)

Le pic de Huascarán, culminant à 6 654m, correspond à un massif de granodiorite de 7 à 8 millions d'années, coiffé par un glacier de 30m d'épaisseur. Le 31 mai, un séisme de magnitude 8,6 (dont l'épicentre était situé 200 km à l'ouest en bordure de la fosse du Pacifique), a déclenché l'écroulement de la face ouest.

De cette falaise, prédécoupée par un système de fractures parallèles, est tombé en chute verticale sur 900m un volume estimé à 50 ou 100 hm<sup>3</sup> de roche et de glace. Ces matériaux ont ensuite glissé sur un glacier en pente très raide, sur une distance de plus de 2,4 km. L'accumulation de neige sur le glacier était alors à son maximum. L'avalanche de roche, incorporant cette neige, a de plus fait fondre une partie du glacier sous l'action du frottement et s'est rapidement transformée en une masse boueuse formant des coulées de débris canalisées par la topographie, emportant au passage des dépôts de moraines et développant une capacité de transport et d'érosion formidable. La vitesse de déplacement de ces coulées dans cette partie amont de leur trajet a été estimée à 200 km/h.

Cette masse énorme s'est ensuite engagée dans une vallée en formant un front de 80m de hauteur, se déplaçant à 300 km/h et projetant des blocs jusqu'à 4 km de distance.

Atteignant ensuite un interfluve, l'avalanche de débris s'est séparée en deux branches. L'une d'elle, s'étalant sur 500 m de largeur, a balayé trois villages puis enseveli la ville de Yungay sous au moins 10m de débris, avant d'arriver dans le Rio Santa à plus de 250 km/h (Figure 7 et Figure 8).

Ce phénomène s'est réalisé suivant deux vagues successives, l'écoulement des coulées de débris se poursuivant pendant quatre jours. Le Rio Santa, barré pendant une demi-heure, a charrié des débris pendant neuf jours.

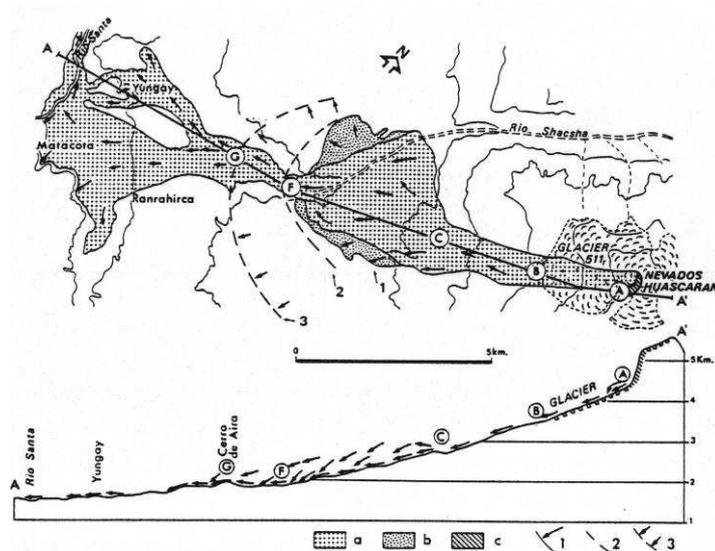


Figure 8: Éboulement et coulée de débris de Huascarán. a : aire de la coulée de débris ; b : aire de projection de boue et de blocs ; c : écoulement ; 1 : limite des impacts de blocs projetés ; 2 : limite des arbres abattus ; 3 : limite du souffle de boue (d'après G. Plafker et G.E. Ericksen, 1978)

Un premier écoulement avait eu lieu en 1962 et avait été suivi six mois après par une expédition glaciologique qui avait observé l'ouverture de fissures parallèles à la face ouest. Après cette catastrophe de 1970, de nouvelles fissures ont été observées au sommet du glacier et l'on considère comme très probable une nouvelle rupture.

#### L'écroulement de La Madeleine (Savoie, France)

Cet écoulement, daté post-Würm, a laissé une large cicatrice dans le versant rive gauche de l'Arc, modelé dans la nappe des schistes lustrés piémontais (calcschistes) de la zone interne alpine. La foliation orientée de façon défavorable a manifestement joué un rôle important dans la déstabilisation de ce versant (Figure 9) qui s'est écroulé avec une dénivellation maximum de 1 500 m. Le volume est estimé égal à 100 hm<sup>3</sup>. Avec un dénivelé H = 1300 m et une distance de transport maximale L = 4,7 km, le rapport H/L est égal à 0,28.



Figure 9 : Zone source de l'écroulement de La Madeleine



Figure 10 : Vue partielle de la zone de dépôt vers l'aval de la vallée de l'Arc

Les produits de l'éroulement, barrant la vallée sur plus de 200 m de hauteur, ont constitué un barrage naturel qui s'est maintenu suffisamment longtemps pour créer en amont la plaine de Bessans sur plus de 6 km. Par la suite, l'Arc a profondément entaillé cette masse mal consolidée (Figure 10).

Les matériaux de dépôt se présentent comme une masse granulaire avec quelques gros blocs dans une matrice abondante. Quelques rares figures de « jigsaw » sont visibles dans les dépôts, témoignant d'un confinement réel mais limité lors du déplacement des masses disloquées. Le transport des matériaux s'est accompagné d'une réduction granulométrique importante, avec des figures d'écoulement granulaire en certaines zones. La Madeleine peut être décrite comme un glissement rocheux qui s'est progressivement transformé en une avalanche de roche (Pollet, 2004, Cojean & Pollet, 2005).

#### Éroulement de Koëfels

L'éroulement de Koëfels s'est développé au sein d'un massif gneissique de grande résistance mécanique, affecté d'une foliation d'orientation conforme à la pente du versant. Le volume de roches déplacées est estimé à  $3000\text{hm}^3$ . Avec un dénivelé  $H = 600$  m et une distance de transport maximale  $L = 2,4$  km, le rapport  $H/L$  est égal à 0,25 (Figure 11).



Figure 11 : Glissement éboulement de Koëfels

L'analyse des dépôts montre une masse rocheuse avec de très gros blocs semblables aux masses rocheuses en place non loin de la zone source. Des fissures fermées et des structures en jig-saw sont visibles. Le modèle de transport s'apparente à un glissement le long d'une surface de foliation basale, tandis que des surfaces de cisaillement internes se développaient dans la masse rocheuse en déplacement. L'éroulement de Koëfels peut être décrit comme un glissement rocheux complexe, avec une surface principale basale de cisaillement et un niveau supérieur de blocs au sommet des dépôts. (Pollet, 2004, Cojean & Pollet, 2005).

### Écroulement de Flims

Cet écroulement situé dans le canton des Grisons en Suisse, a été décrit par A. Heim en 1932 et est considéré comme le plus grand écroulement d'Europe centrale, avec un volume estimé à  $12.000 \text{ hm}^3$ . Plus ancien que la dernière glaciation qui a laissé quelques blocs erratiques sur la surface du dépôt, il résulte du glissement d'une barre calcaire du Jurassique, de 600 à 800 m d'épaisseur sur un plan de stratification présentant un pendage moyen de  $12^\circ$  (Figure 12).

La masse des dépôts barrant le Rhin sur près de 15 km a remonté pour un tiers vers l'amont, et est descendue pour les deux tiers vers l'aval. On trouve des dépôts sur le flanc opposé de la vallée sur plus de 150 m de hauteur. Des dépôts lacustres comblant le lac ainsi créé sont visibles très loin en amont. Le Rhin a, depuis, entaillé ce barrage naturel en créant des gorges de 400 m de profondeur.

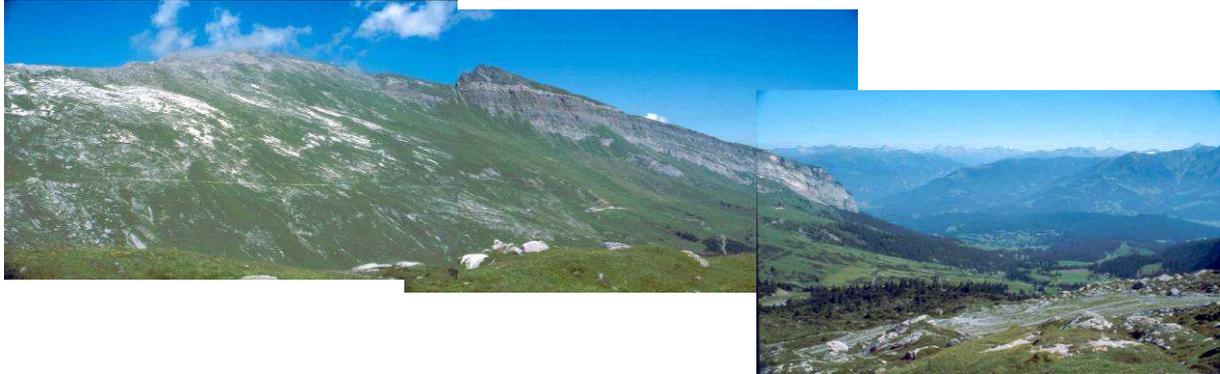


Figure 12 : Glissement rocheux de Flims. Zone de départ, de transport et dépôt

Avec un dénivelé  $H = 2080 \text{ m}$  et une distance de transport maximale  $L = 16,5 \text{ km}$ , le rapport  $H/L$  est égal à 0,13.

L'étude des dépôts montre des structures semblables aux masses rocheuses en place (visibles au voisinage de la zone source) mais intensément fracturées ou micro-fracturées dans les parties les plus internes des dépôts, là où le confinement fut intense pendant le transport. De grandes zones de cisaillement avec de la roche intensément broyées découpent cependant ces zones internes du dépôt. Des masses rocheuses intactes sont visibles en limites externes des dépôts. Le modèle de transport s'apparente à un glissement rocheux multi-couche accompagné d'une réduction granulométrique intense. Cependant des structures très importantes sont conservées, malgré la réduction granulométrique du fait de la pression de confinement qui accompagnait le transport et le dépôt des matériaux dans les parties les plus internes du dépôt. L'écroulement de Flims peut être décrit comme un glissement rocheux multi-couche qui s'est transformé en une avalanche de roche immature (Pollet, 2004, Cojean & Pollet, 2005).

### Conclusions tirées de ces études de cas

De nombreux mouvements de versant de grande ampleur s'apparentent aux glissements rocheux pour ce qui concerne la phase de déclenchement dans la zone source.

On peut observer l'existence de facteurs de prédisposition correspondant à une structure géologique anisotrope, avec des joints stratigraphiques ou des surfaces de foliation ou de schistosité de même orientation que celle du versant et un pendage sensiblement égal ou inférieur à la pente du versant. Le processus d'initiation résulte d'une insuffisance de résistance au cisaillement le long d'une surface basale, plutôt qu'interne, pour des raisons d'ordre géomécanique, même si ensuite au cours du déplacement d'autres surfaces internes peuvent se rompre aussi.

Différents types de propagation s'observent, dépendant de :

- La résistance de la matrice rocheuse constituant les masses rocheuses déplacées ;
- La cohésion le long des surfaces potentielle de cisaillement au sein du massif rocheux ;
- La réduction granulométrique pendant le processus de transport ;

- Les obstacles topographiques le long du trajet des masses rocheuses en cours de désintégration ;
- La distance de transport disponible avant le processus de dépôt, par référence au contexte morphologique de la vallée.

Les processus de dépôt sont contrôlés par des paramètres mécaniques d'interface entre la surface sur laquelle se propagent les matériaux et la structure de la surface basale de cisaillement au sein de laquelle des mécanismes encore mal compris se réalisent, suivant des modèles de lubrification, d'écoulement granulaire ou de fluidification.

Dans ces contextes d'initiation par glissement rocheux, suivant la classification proposée par Pollet (2004), l'écroulement de Koëfels se rapproche du glissement multi-couche, sans que la masse rocheuse déplacée ne se soit transformée en avalanche rocheuse. L'écroulement de Flims se rapproche du glissement rocheux – avalanche rocheuse ou de l'avalanche rocheuse immature suivant que l'on considère respectivement les parties les plus externes des dépôts ou les parties les plus internes. Le glissement de La Madeleine se rapproche de l'avalanche rocheuse (Figure 13).

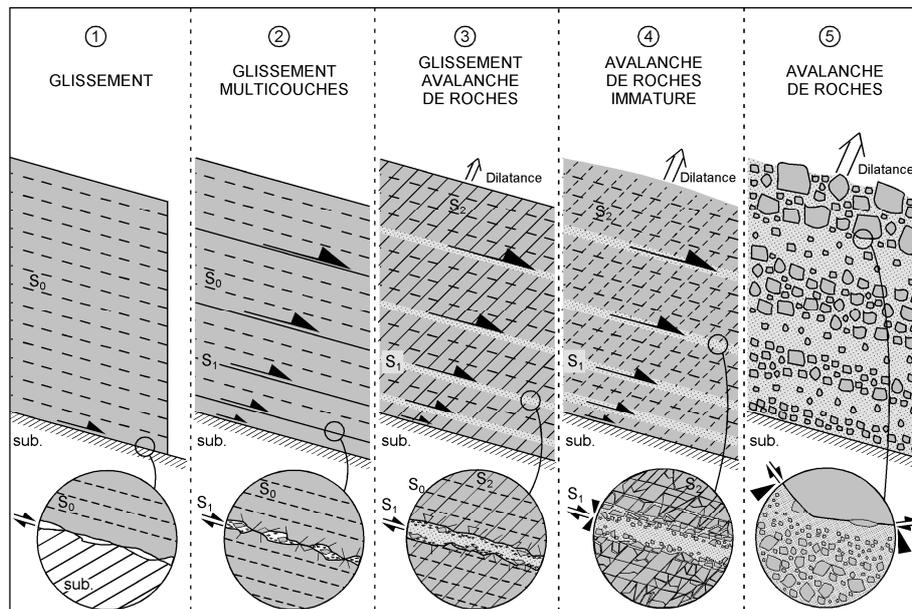


Figure 13 : Classification des différents types de glissements rocheux de grande ampleur en fonction de l'évolution des masses rocheuses déplacées (Pollet, 2004)

Le diagnostic concernant ces mouvements de versant de plus ou moins grande ampleur est important car il en résulte des caractéristiques de réduction granulométrique et de perméabilité très variées pour les matériaux de dépôts, caractéristiques qui porteront à conséquence, pour des écroulements ou éboulements barrant des vallées, les processus de rupture possibles de ces barrages en dépendant : érosion interne, glissement du talus aval ou surverse.

### 2.1.3 Séismes et mouvements de versant

D.K. Keefer (1984) a présenté une première synthèse détaillée sur le sujet des mouvements de versant déclenchés par des séismes, analysant 40 séismes à l'origine de divers types de mouvements de versant, de par le monde (Tableau 4). Il a présenté les caractéristiques des glissements induits par les séismes, en se basant sur la classification de Varnes (1978).

Tableau 4 : Caractéristiques de glissements induits par des séismes (d'après Keefer, 1984)

Name	Type of movement	Internal disruption	Water content				Velocity	Depth
			D	H	PS	S		
<b>LANDSLIDES IN ROCKS</b>								
<b>Disrupted slides and falls</b>								
Rock falls	Bounding, rolling, free fall	High or very high	×	×	×	×	Extremely rapid	Shallow
Rock slides	Translational sliding on basal shear surface	High	×	×	×	×	Rapid to ext. rapid	Shallow
Rock avalanches	Complex, involving sliding and/or flow, as stream of rock fragments	Very high	×	×	×	×	Extremely rapid	Deep
<b>Coherent slides</b>								
Rock slumps	Sliding on basal shear surface with component of headward rotation	Slight or moderate	?	×	×	×	Slow to rapid	Deep
Rock block slides	Translational sliding on basal shear surface	Slight or moderate	?	×	×	×	Slow to rapid	Deep
<b>LANDSLIDES IN SOIL</b>								
<b>Disrupted slides and falls</b>								
Soil falls	Bounding, rolling, free fall	High or very high	×	×	×	×	Extremely rapid	Shallow
Disrupted soil slides	Translational sliding on basal shear surface or zone of weakened, sensitive clay	High	×	×	×	×	Moderate to rapid	Shallow
Soil avalanches	Translational sliding with subsidiary flow	Very high	×	×	×	×	Very rapid to ext. rapid	Shallow
<b>Coherent slides</b>								
Soil slumps	Sliding on basal shear surface with component of headward rotation	Slight or moderate	?	×	×	×	Slow to rapid	Deep
Soil block slides	Translational sliding on basal shear surface	Slight or moderate	?	?	×	×	Slow to very rapid	Deep
Slow earth flows	Translational sliding on basal shear surface with minor internal flow	Slight			×	×	Very slow to moderate	Variable
<b>Lateral spreads and flows</b>								
Soil lateral spreads	Translation on basal zone of liquefied gravel, sand, or silt or weakened sensitive clay	Moderate, sometimes slight or high			×	×	Very rapid	Variable
Rapid soil flows	Flow	Very high	?	?	?	×	Very to ext. rapid	Shallow
Subaqueous landslides	Complex, generally involving lateral spreading, and/or flow; occasionally involving slumping and/or block sliding	High or very high, sometimes moderate or slight			×	×	Moderate or rapid to ext. rapid	Variable
Internal disruption: "slight" signifies landslide consists of one or a few coherent blocks; "moderate" signifies several coherent blocks; "high" signifies numerous small blocks and individual soil grains and rock fragments; "very high" signifies nearly complete disaggregation into individual soil grains or small rock fragments.								
Water content: D = dry; U = moist but unsaturated; PS = partly saturated; S = saturated								
Velocity: extremely slow - 0,6m/year – very slow -1,5m/year – slow – 1,5m/month – moderate - 1,5m/day – rapid – 0,3m/mn – very rapid – 3m/s – extremely rapid								
Depth: "shallow" signifies thickness generally < 3m; "deep" signifies depth generally > 3m								

Les principales conclusions tirées de cette étude sont rappelées :

1. Les types de glissements identifiés, référencés par rapport à la classification de Varnes (1978), sont au nombre de 14, avec parmi les plus représentés : les chutes de blocs (rock falls), les glissements de sols (disrupted soil slides), les glissements rocheux (rock slides).
2. Les pertes les plus importantes en vies humaines sont liées aux avalanches rocheuses (rock avalanches), aux coulées boueuses (rapid soil flows) et aux chutes de blocs (rock falls).
3. L'aire de répartition des glissements est corrélée avec la magnitude depuis  $0 \text{ km}^2$  pour  $M = 4$  à  $500\,000 \text{ km}^2$  pour  $M = 9,2$ .
4. Les plus faibles secousses sismiques déclenchent quatre principaux types de mouvements de versant dans des massifs de sol ou des massifs rocheux affectés de nombreuses familles de discontinuités (internally disrupted landslides) : il s'agit de chutes de blocs (rock falls), de glissements rocheux (rock slides), de chutes de masses de sol (soil falls) et de glissements dans des sols (disrupted soil slides).
5. Des secousses sismiques de plus forte intensité sont nécessaires pour déclencher des mouvements de versant dans des matériaux de forte cohésion ou des glissements profonds.
6. De fortes secousses sismiques sont nécessaires pour déclencher des étalements latéraux (lateral spreading) et des coulées.
7. De très fortes secousses sismiques sont nécessaires pour déclencher des avalanches de roches.
8. La plupart des glissements induits concernent des glissements de première occurrence et peu d'anciennes zones glissées.

Ce travail a été développé par Rodriguez et al (1999) à partir d'une nouvelle base de données couvrant la période 1980-1997. Le *Tableau 5* et le *Tableau 6* sont retirés de cette étude qui confirme ou précise les conclusions de Keefer (1984). Le *Tableau 6* synthétise les caractéristiques géométriques des glissements induits par les séismes.

Les conclusions de ces auteurs peuvent se résumer comme suit :

1. Les conclusions présentées par Keefer (1984) sont généralement confirmées ;
2. Les aires de répartition des glissements induits par des séismes peuvent cependant être plus importantes que celles identifiées par Keefer ;
3. Dans des cas particuliers, des glissements peuvent se déclencher à grande distance de l'épicentre lorsque la pente ou le versant présente une grande fragilité ;
4. Un axe de recherche identifié concerne la possibilité de modéliser la sollicitation sismique (amplitude, durée, énergie) au droit d'un versant ;
5. Un autre axe de recherche concerne la modélisation du couplage de l'action sismique et des conditions de pressions interstitielles dans les sols (résultant de données climatiques antérieures au séisme) afin de mettre en évidence les conditions de rupture des terrains ;
6. Une attention doit être portée à des catégories de formations géologiques particulièrement sensibles aux glissements (tels que des dépôts de cendres ou scories volcaniques peu consolidés).

Tableau 5 : Types de glissements induits par des séismes pendant la période 1980-1997 (d'après Rodriguez et al., 1999)

Séisme			Glissement au sein de massifs rocheux				Glissements au sein de massifs de sols									
			Glissements dans des masses rocheuses avec discontinuités internes			Glissements dans des masses rocheuses cohérentes		Glissements dans des massifs de sol avec discontinuités internes			Glissements dans des massifs de sol cohérents			Etalements latéraux et coulées		
			Chutes de blocs	Glissements rocheux	Avalanches rocheuses	Glissements rotationnels	Glissements de masses rocheuses	Chutes de sols	Glissements de sols	Avalanches de sols	Glissements rotationnels	Glissements de masses de sols	Coulées boueuses lentes	Etalements latéraux	Coulées boueuses rapides	Glissements sous-marins
1	Irpinia	6,9	x						x	x						
2	Borah Peak	7,3	x	x		x			x	x		x		x		
3	Coalinga	6,7	x	x		x			x	x		x				
4	Nagoken	6,4	x	x	x					x						
5	Vaparaíso	7,8							x	x		x				
6	Kalamata	5,8	x						x	x				x		
7	San Salvador	5,4	x	x					x	x				x		
8	Diebu	5,4	x						x							
9	Edgecumbe	6,6	x	x						x		x				
10	El Napo	6,0		x	x					x						
11	Whittier N.	5,8	x	x					x	x				x		
12	Superstition Hills	6,2	x	x		x			x	x		x				
13	Nepal	6,6	x	x						x						
14	Killini	5,6	x	x					x							
15	Saguenay	5,8								x						
16	Spitak	6,8	x	x		x			x	x				x		
17	Soviet Tajik	5,5								x				x		
18	Loma Prieta	7,1	x	x					x	x		x		x		
19	Manjil	7,3	x	x		x			x	x		x		x		
20	Luzon	7,8	x	x					x	x		x		x		
21	Valle de la Estrella	7,6	x	x					x	x		x		x		
22	Erzincan	6,8	x							x		x				
23	Cape Mendocino	7,1	x	x					x			x				
24	Suusamyr	7,3	x			x				x				x		
25	Murindo	6,7							x	x		x				
26	Hokkaido-Nansei	7,6	x	x	x				x	x				x		
27	Ormond	6,0	x	x						x				x		
28	Fiorland	7,0	x							x						
29	Klamath F.	5,8	x	x												
30	Northridge	6,8	x						x			x		x		
31	Paez	6,6	x	x					x	x		x		x		
32	Arthur's P.	7,1	x	x					x	x				x		
33	Hyogu-ken Nanbu	6,8	x	x						x		x		x		
34	Tauramena	6,6	x						x	x				x		
35	Arthur's P.	6,5	x		x	x			x					x		
36	Umbria-m.	5,9				x			x	x				x		

Tableau 6 : Caractéristiques géométriques des glissements induits par les séismes  
(d'après Rodriguez et al., 1999)

Type de glissement	Profondeur du glissement (m)	Facteur de forme du glissement (d/L) <sup>a</sup>	Forme de la surface de glissement
Chutes de blocs	3-5 ; fonction de l'espacement des discontinuités	= 0,15 ; seulement une donnée rapportée	Plane le long de discontinuités de pendage inférieur à la pente du talus rocheux
Glissements dans des masses rocheuses avec discontinuités internes	(pas de données représentatives)	(pas de données représentatives)	Principalement plane, mais d'autres formes sont signalées
Glissements dans des masses rocheuses cohérentes	20-50 ; résultant de caractéristiques géologiques, telles que des zones de faible résistance mécanique	0,08-0,10 ; en relation apparente avec l'action sismique	Circulaire ou plane le long de discontinuités de pendage inférieur à la pente du talus rocheux
Glissements dans des massifs de sol avec discontinuités internes	3-100 ; dépendant du contexte géologique	0,005-0,3 ; en relation apparente avec l'action sismique	Mécanisme complexe (rotationnel-translational)
Glissements dans des massifs de sol cohérents	6-50 ; dépendant apparemment de l'action sismique	0,04-0,3 ; en relation apparente avec l'action sismique	Circulaire
Etalements latéraux et coulées	6-40 ; dépendant de l'action sismique	0,007-0,20 ; fonction du contexte géologique	Principalement plane, quelques formes circulaires signalées

<sup>a</sup> (d/L = rapport profondeur / longueur)

Plus récemment, Xing H. & Wang Q. (1999) et Wang S. (2009) ont présenté une analyse de nombreux glissements déclenchés par des séismes en Chine (Tableau 7 et Figure 14), concluant par une méthode d'évaluation de l'aléa « mouvement de versant » en région sismique et des recommandations pour les décisions d'aménagement de territoire.

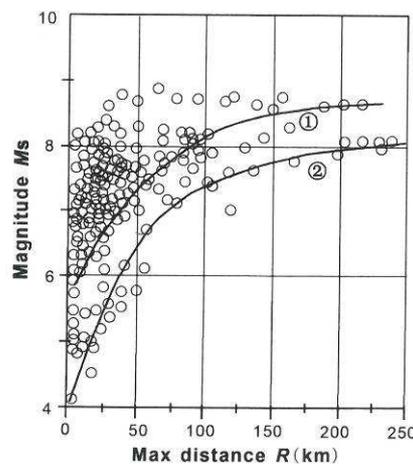


Figure 14 : Relation entre magnitude de séismes chinois et distance maximale où des glissements se sont déclenchés (d'après Xing & Wang, 1999)

Tableau 7 : Très grands glissements déclenchés par de forts séismes entre 1900 et 2000 en Chine  
(séisme de Wenchuan non pris en compte)

N°	Glissement	Epicentre	Date	Volume ( $\times 10^6 \text{ m}^3$ )	Matériaux	Magnitude (M)	Intensité à l'épicentre ( $I_E$ )
1	Sunjia Zhuang	Jingning (Gansu)	16.12.1920	20	Loess	8,5	XI
2	Qilipu	Jingning (Gansu)	16.12.1920	20	Loess et substratum	8,5	XI
3	Huihuichuan	Xiji (Ningxia)	16.12.1920	10	Loess	8,5	XI
4	Lijunbao	Haiyuan (Ningxia)	26.12.1920	15	Loess et substratum	8,5	XII
5	Dengshanzhuang	Gulang (Gansu)	23.5.1927	10	Loess et substratum	8	XI
6	Xiaohaizi	Maoxian (Sichuan)	25.8.1933	75	Grès et schistes	7,5	X
7	Xiaoqiao	Maoxian (Sichuan)	25.8.1933	46,5	Grès et schistes	7,5	X
8	Gongpengzi	Maoxian (Sichuan)	25.8.1933	30	Grès et schistes	7,5	X
9	Xiabailazhai	Maoxian (Sichuan)	25.8.1933	13,2	Grès et schistes	7,5	X
10	Dahaizi	Maoxian (Sichuan)	25.8.1933	12,8	Grès et schistes	7,5	X
11	Jiamaqimei	Bomi (Tibet)	15.8.1950	10	Marbre et granite	8,5	XI
12	Changpingzi I	Ninnang (Yunnan)	28.5.1976	71	Basalte	7,5	X
13	Changpingzi II	Ninnang (Yunnan)	28.5.1976	67	Calcaire et argilite	7,5	X

Les étapes d'analyse suivantes sont proposées :

1. Etude générale du contexte structural et sismologique de la région ainsi que des failles actives ;
2. Etude de terrain (engineering geology et sismologie) pour identifier les conditions de terrain et le niveau de risque préexistant ;
3. Etude des failles actives afin de définir la magnitude maximum d'un séisme ;
4. Cartographie de terrain afin de définir, par unité cartographique, une intensité de base  $I_0$  prenant en compte les failles mineures locales ;
5. Détermination de l'influence de failles actives sur le secteur considéré, prenant en compte des lois d'atténuation fonctions du site considéré et définition d'une intensité d'influence  $I_1$  ;
6. Détermination, à partir de  $I_0$  et  $I_1$  d'une intensité générale :  $I_G$  ;
7. Détermination de la sensibilité sismique du site en termes de conditions de terrain et niveau d'aléa préexistant, et détermination de la vulnérabilité sismique de l'aménagement considéré (structure, etc.) ;
8. Modification de la valeur de  $I_G$  (augmentation ou diminution) en fonction des conditions de terrain (type de sol, résistance mécanique), du niveau d'aléa préexistant (fréquence des glissements de terrain) et de la vulnérabilité de la structure envisagée (hauteur d'un barrage, hauteur d'un talus de déblai, nombre d'étages d'un immeuble) pour obtenir une intensité de projet  $I_S$  et une accélération de projet  $g_S$  ;
9. Classification du site en niveau SGHL (seismic geo-hazard level), comportant cinq classes.

Tableau 8 : Recommandations, basées sur le paramètre SGHL, pour des décisions d'aménagement de territoire

N°	Sujet	1	2	3	4	5
1	Niveau SGHL	Très bas	Bas	Moyen	Elevé	Très élevé
2	Classe SGHL	I	II	III	IV	V
3	Intensité de projet $I_s$	< 5	5 - 6	6 - 7	7 - 8	>8
4	Accélération sismique recommandée $g_s$ (m.s <sup>-2</sup> )		< 0,05	0,05 – 0,1	0,1 – 0,2	> 0,2
5	Aléa déformation du terrain	Terrain stable	Terrain stable	Déformations du terrain	Fissurations du terrain	Rupture du terrain
6	Aléa glissement	Pentes stables	Rares glissements	Quelques glissements	Nombreux glissements	Très nombreux glissements
7	Barrage	Pas de conception parasismique	Pas de conception parasismique ou $g = 0,05 - 0,1$ pour les grands barrages	Conception parasismique, avec $g = 0,1$ ou $g = 0,1 - 0,2$ pour des cas particuliers	Conception parasismique, avec $g = 0,2$ ou $g = 0,2 - 0,3$ pour des cas particuliers	Conception parasismique, avec $g > 0,3$ ; jusqu'à $g = 0,5$ pour des cas particuliers
8	Excavation	Pas de conception parasismique	Pas de conception parasismique	Pas de conception parasismique, mais coefficient de sécurité > 1,2	Conception parasismique, avec $g = 0,2$ ou $g = 0,2 - 0,3$ pour des cas particuliers	Conception parasismique, avec $g > 0,2$ ; pas de bâtiments en contrebas de la pente
9	Projet de génie civil	Pas de conception parasismique	Pas de conception parasismique	Pas de conception parasismique, mais renforcement de structure nécessaire	Renforcement de structure nécessaire ou conception parasismique, avec $g = 0,1 - 0,2$	Conception parasismique spécifique, avec $g > 0,2$

## 2.2 LES BARRAGES NATURELS CRÉÉS PAR LES GLISSEMENTS DE TERRAIN

### 2.2.1 Introduction

Lorsque la dimension d'un glissement de terrain est importante, ou lorsqu'il survient dans une vallée étroite, la masse déplacée, qu'il s'agisse d'un glissement *sensu stricto*, d'une coulée ou d'un éboulement, peut bloquer le cours d'eau en fond de vallée et créer un barrage naturel.

Un double risque se présente alors : pour l'amont, par formation d'un lac qui va ennoyer les terres et les constructions qui s'y trouvent, et pour l'aval, du fait de la rupture du barrage naturel par surverse ou par érosion interne. Le risque de surverse est le plus grave, du fait de son occurrence qui peut prendre un caractère brutal et survenir des heures, des mois, des dizaines d'années après la formation du barrage.

La stabilité du barrage naturel est donc un élément essentiel à évaluer ; elle dépend de la forme géométrique de la masse glissée ou du cône d'éboulis (rapport hauteur sur largeur, notamment), de la nature et de la granularité des matériaux qui le constituent, du volume d'eau retenu à l'amont (fonction de la cote du point bas de la crête du barrage et de la configuration de la vallée amont), et du débit du cours d'eau.

Les barrages naturels se caractérisent par diverses modalités :

- Barrages qui ne ferment pas complètement la vallée (mais qui coupent le lit du cours d'eau) ou barrages qui occultent la vallée, voire remontent sur la rive opposée,
- Barrages provenant d'un glissement ou d'un éboulement sur un versant, ou sur chacun des deux versants et se rejoignant dans la vallée,
- Barrages qui recouvrent le lit du cours d'eau ou barrages qui soulèvent le lit (glissement dont la surface de rupture en pied passe sous le cours d'eau) ;
- Barrages créés par des coulées de débris à la confluence de cours d'eau affluents.

Le devenir d'un barrage naturel se range dans trois catégories :

- Stabilité du barrage qui résiste à la filtration des eaux (cas de matériau assez perméable) et éventuellement à une surverse sans endommagement important ou avec érosion progressive ;
- Rupture par glissement du talus aval ;
- Rupture par érosion interne (phénomène de renard) entraînant la formation d'une brèche ;
- Rupture par surverse entraînant une érosion externe et la formation d'une brèche.

Il faut ajouter le cas où l'Homme intervient pour empêcher une rupture catastrophique.

### 2.2.2 État de l'art bibliographique

#### 2.2.2.1 Généralités

La formation d'un barrage naturel suite à un mouvement de versant est somme toute une situation assez fréquente, et de très nombreux cas, préhistoriques ou historiques, sont cités dans la littérature scientifique. Seuls certains exemples seront donnés ci-après.

Dans une publication de synthèse, ancienne mais qui fait encore référence, Schuster et Costa (1986) recensent 181 cas tirés de la bibliographie ou de leur expérience propre. La majorité des ruptures de barrages se fait par surverse et érosion externe ; la rupture par érosion interne (renard) est beaucoup moins fréquente : un cas pour 50 cas de surverse. La longévité des barrages est très variable ; la moitié d'entre eux se sont rompus en moins de 10 jours. Trois facteurs principaux contrôlent la stabilité et la longévité d'un barrage :

- Dimensions du barrage, en particulier hauteur et longueur dans le sens de l'écoulement,
- Nature des matériaux constitutifs : dimension des éléments, résistance mécanique, perméabilité,
- Débit entrant dans le lac amont.

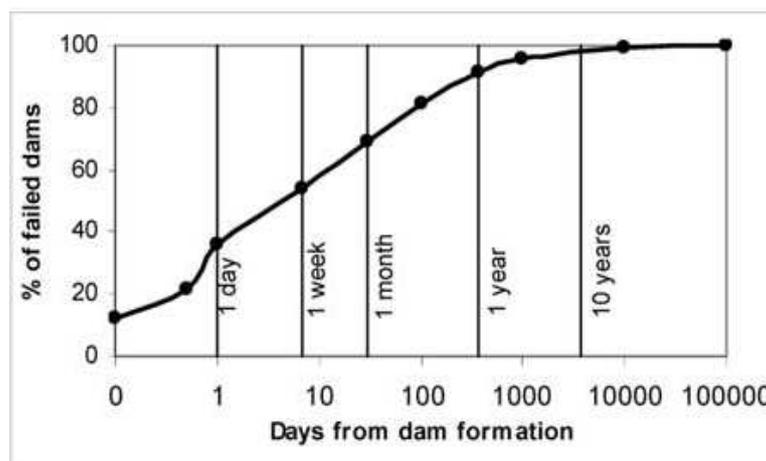
Dans l'étude bibliographique du CETE de Lyon (1996), une analyse de l'ouvrage de Montandon (1933), qui avait recensé 160 grands éboulements dans les Alpes, dont 67 ont formé des barrages naturels, conduit aux chiffres suivants : sur ces 67 cas, 28 se sont vidangés brusquement par suite de la rupture du barrage. Les 39 autres lacs soit se sont vidés progressivement, soit se sont maintenus par suite de la bonne stabilité du barrage, ou encore ont été vidangés artificiellement. La durée de tenue des barrages avant rupture est très variable : quelques jours, quelques mois, quelques années, plus de dix ans. Mais il ne s'agit pas seulement d'une durée de résistance mécanique : le premier facteur est le temps de remplissage de la retenue.

Ermini & Casagli (2002) ont exploité une base de données de plus de 500 cas situés dans le monde entier. La *Figure 15* montre la distribution de la durée de vie sur une population de 206 cas de barrages s'étant rompus. Les deux auteurs proposent de regrouper les barrages en quatre classes :

- Classe A : barrages formés par des glissements issus de formations sédimentaires meubles ou faiblement indurées, d'âge pliocène ou plus récent,
- Classe B : barrages formés par des glissements issus de formations sédimentaires indurées anté-pliocènes,
- Classe C : barrages formés par des glissements issus de formations métamorphiques ou magmatiques plutoniques,
- Classe D : barrages formés par des glissements issus de formations volcaniques.

Ils constatent que la classe B est la seule pour laquelle les cas de barrages stables sont plus nombreux que les cas de barrages instables. Dans les classes A et C, en revanche, la proportion de barrages instables est nettement majoritaire. Les auteurs font l'hypothèse que les matériaux de la classe B (argilites, alternances de couches dures et de sols) ont un comportement principalement ductile et conservent une bonne partie de leur cohésion après glissement, avec une bonne résistance à l'érosion interne ou superficielle. Au contraire, les matériaux de la classe A par exemple sont sensibles à l'érosion lors d'une surverse.

La *Figure 15* montre que, sur une population de 206 barrages s'étant rompus, la moitié possède une longévité inférieure à une semaine.



*Figure 15 : Durée de vie des barrages naturels (population de 206 barrages s'étant rompus). D'après Casagli & Ermini (2002)*

Ermini & Casagli (2002) proposent d'utiliser un paramètre sans dimension  $I_b$ , appelé « blockage index », défini de la façon suivante :

$$I_b = \log (V_d/A.H_d)$$

avec :  $V_d$  = volume du barrage  
 $A$  = aire du bassin hydrologique amont  
 $H_d$  = hauteur du barrage.

Ils concluent (*Figure 16*) que la stabilité dépend de la valeur de  $I_b$  :

$I_b > -2,75$  : stabilité  
 $-3,08 < I_b < -2,75$  : incertitude  
 $I_b < -3,08$  : instabilité

Toutefois ce critère reste très approché, puisqu'il ne tient pas compte de la nature des matériaux constituant le barrage.

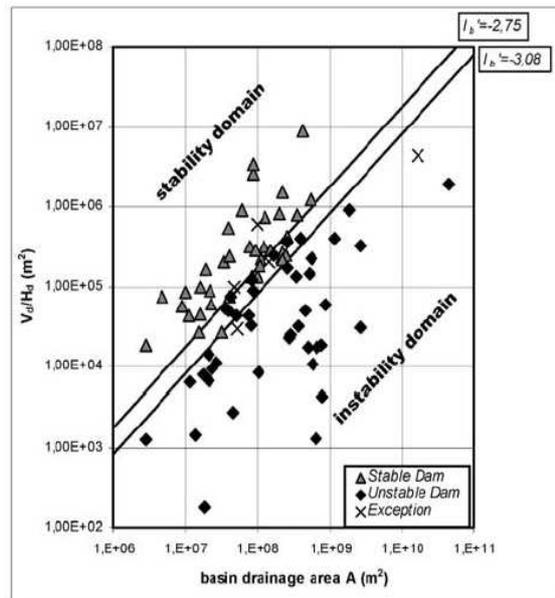


Figure 16 : Domaine de stabilité et d'instabilité en fonction de l'indice de blocage

En résumé, s'il n'apparaît pas que des critères universels soient disponibles pour porter un diagnostic fiable sur le devenir des barrages naturels, l'expérience montre que les ruptures sont fréquentes et surviennent le plus souvent dans un délai court.

### 2.2.2.2 Exemples de barrages de vallées par des glissements ou éboulements

Nous présentons ci-dessous quelques exemples, renvoyant le lecteur aux références bibliographiques pour de plus amples informations.

#### L'écroulement du Mont Zandila

À la suite de pluies abondantes en juillet 1987 (250 mm du 15 au 22 juillet) et d'une fonte importante des neiges d'altitude sur la haute Valteline (vallée de l'Adda), dans les Alpes italiennes centrales, de nombreux glissements, laves torrentielles et inondations ont affecté toute cette région, créant d'importants dégâts dans toute la vallée.

Sur les pentes du mont Zandila culminant à 2 900 m, une fissure ouverte de 600 m d'extension apparut le 25 juillet à la cote 2 200 m (le fond de la vallée étant à 1 000 m), au droit d'un ancien glissement d'âge préhistorique. Le versant ainsi déstabilisé présentait une pente moyenne de 32° et était constitué de roches magmatiques et métamorphiques très variées et très fracturées (diorites, gabbros, orthoquartzites et gneiss). Un couloir d'éboulis fonctionnait sur la limite nord du versant instable et était drainé par le torrent de Val Pola. Le 18 juillet, une coulée de débris issue du Val Pola crée un petit barrage de l'Adda (hauteur : 10 m au-dessus de lit). Le 19 juillet, ce torrent avait construit un cône de déjection suffisant pour barrer le cours de l'Adda et former un lac de 1 à 5 m de profondeur qui s'étendait sur quelques centaines de mètres vers l'amont, sur une superficie de 265 000 m<sup>2</sup> environ. La rivière déborde alors et érode en partie le barrage, dont la superficie se réduit à 124 000 m<sup>2</sup>.

Les chutes de blocs répétées des 25, 26 et 27 juillet avaient conduit les autorités à évacuer les hameaux et villages de Morignone, San Antonio, Poz et Tirindre. Le 28 juillet au matin, une masse considérable

de roches fracturées, d'environ 34 hm<sup>3</sup>, se mit à glisser obliquement sur une fracture majeure vers le ravin de Val Pola, puis se transforma rapidement en une avalanche de roches qui dévala les 1 200 m de dénivelé et détruisit instantanément le village de Morignone (*Figure 17*).



*Figure 17 : Vallée de l'Adda et Mont Zandila, avant puis après l'éroulement (d'après Govi, 1989)*

La masse principale remonta le flanc opposé de la vallée sur 300 m de hauteur. Une partie s'écoula vers l'aval, une autre vers l'amont dans le lac créé par le torrent de Val Pola. Sous l'impact, une vague se forma instantanément et remonta vers l'amont en projetant à 140 m de hauteur les alluvions boueuses accumulées au fond du lac, et détruisit les villages de Poz, San Antonio et Tirindre, pour venir mourir à 2,4 km de sa zone de départ. Sa vitesse initiale estimée fut d'environ 120 km/h. Sa hauteur de 95 m au départ était encore de 20 m à 1 km de distance. Le village de Aquilone (à 2 km en amont du Val Pola) n'avait pas été évacué complètement, et près de trente personnes y laissèrent la vie.

L'Adda fut ainsi bloquée par une masse de près de 40 hm<sup>3</sup>, formant un barrage de 30 à 90 m de hauteur dans sa partie centrale, sur une emprise de plus de 2,1 km de longueur. La taille moyenne des éléments varie entre quelques mm et 40 cm. La montée des eaux de l'Adda (0,5 m par jour) derrière ce barrage naturel conduisit à une retenue de 15 millions de m<sup>3</sup> à la mi-août.

Les réactions furent les suivantes:

- Instrumentation de surveillance au dessus de l'escarpement sommital de l'éroulement, en perspective d'éboulements régressifs, en liaison radio avec un centre d'alerte,
- Aménagement d'un chenal évacuateur sur la masse éboulée : un déversement contrôlé a eu lieu fin août, après que 25 000 personnes aient été évacuées (plusieurs jours) ; le barrage naturel n'est que peu érodé par le courant,
- Mise en place de moyens de pompage en septembre et octobre.

Pour régler le problème de façon permanente, deux galeries hydrauliques ont été creusées : longueurs identiques 3,5 km, capacités de 350 et 150 m<sup>3</sup>/s, permettant de faire transiter la crue de période de retour 250 ans. Un déversoir en béton a été aménagé sur la masse éboulée, avec des structures dissipatrices d'énergie limitant les risques d'érosion du barrage naturel, de façon à permettre le passage d'une crue supérieure sans dommage ou dans l'hypothèse d'un blocage des tunnels.

### L'éboulement de Randa (Valais, Suisse)

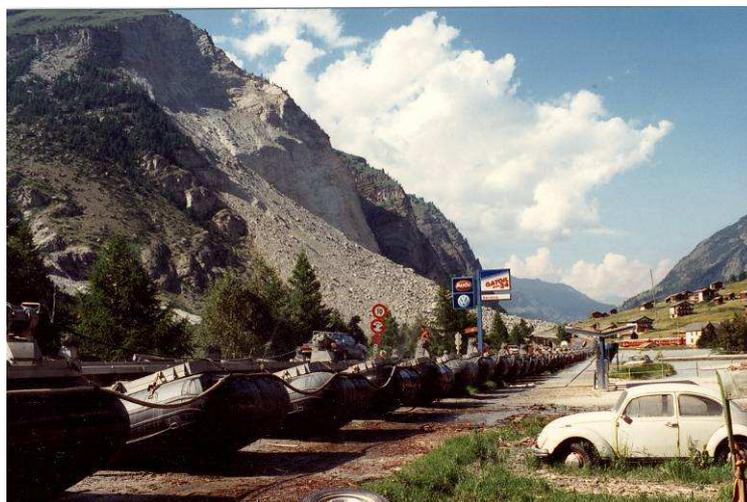
Le 18 avril 1991, un éboulement se produit près du village de Randa, 10 km à l'aval de Zermatt (Valais), mobilisant un volume de 22 hm<sup>3</sup> de gneiss.

Un lac de retenue commence à se former. Le 10 mai, un nouvel éboulement porte le volume total éboulé à 30 hm<sup>3</sup>. Le lac de retenue s'agrandit, noyant la voie ferrée, puis quelques maisons de Randa.

En urgence, des pompages sont mis en place. Le creusement d'un chenal de dérivation débute, non sans difficulté du fait des gros blocs qu'il faut miner. Malgré cela, de nouvelles inondations du hameau se produisent en juin et août 1991.



*Figure 18 : Vue aérienne de l'éboulement de Randa : zone source et cône d'éboulement barrant la vallée (d'après Créalp)*



*Figure 19 : Éboulement de Randa (Valais), vu de l'amont. Au premier plan, le pont de bateau utilisé comme déviation de la route lorsque le lac amont était à son maximum.*

En solution définitive, une galerie de dérivation de la rivière, longue de 3,8 km, a été creusée et mise en service durant l'hiver 93-94.

#### Le glissement de Thistle (Utah, USA)

Le 15 avril 1983, à la suite de précipitations exceptionnelles, un glissement de terrain de 22 hm<sup>3</sup> affecte des grès, siltites et schistes (il s'agit en partie de la réactivation d'un glissement ancien). Le mouvement est relativement lent, au maximum 1,2 m par heure. Le déplacement cumulé au bout de quelques jours est de 150 m. Un barrage se forme sur la rivière Spanish Fork, d'une hauteur maximale de 70 m et d'un volume estimé à 5 hm<sup>3</sup>. La Highway 89 et la voie ferrée sont coupées.

Des tentatives de terrassement dans le pied du glissement sont un échec et un lac se forme, inondant la petite ville de Thistle. A l'aval, la rivière est asséchée.

Une rupture brutale du barrage naturel engendrerait une crue catastrophique à l'aval. Les simulations réalisées très rapidement après l'événement donnaient 4 m d'eau à Spanish Fork City.

Une galerie hydraulique de 140 m de long est exécutée rapidement dans la rive droite rocheuse, à la cote 1579 m. Terminée le 4 mai, elle commence à débiter le 18 mai et permet de limiter la montée des eaux (cote maximale 1586 m atteinte fin mai) et d'empêcher la surverse. Le lac atteignait à la mi-mai un volume de 75 hm<sup>3</sup>.

Une galerie de drainage, longue de 684 m, est entamée à une cote plus basse et, le 1er octobre, le drainage du lac commence. En janvier 1984, il est abaissé à la cote 1530 m. La voie ferrée est rétablie en tunnel. Le village de Thistle, noyé plusieurs mois, n'a pas été ré-habité, du fait notamment de l'importante sédimentation déposée.

La question du risque représenté par le corps du barrage naturel, toujours en place, restait posée en 1986 : quelle stabilité ? risque en cas de crue exceptionnelle ? Une réactivation du glissement a eu lieu en 1998.

#### Barrage de La Josefina (Equateur)

Le 29 mars 1993, un glissement de 20 à 30 hm<sup>3</sup> barre la rivière Paute, et un lac commence à se former. Il est décidé de creuser un canal de 6 m de large. L'évacuation de 165 000 m<sup>3</sup> de déblais permet de descendre le seuil de près de 20 m. Le canal est à plusieurs reprises obstrué par des éboulements secondaires.

Le 25 avril 1993, l'eau commence à s'écouler dans le canal. Le 1er mai, la retenue approche 200 000 m<sup>3</sup>. Le débit s'accroît rapidement, passant de quelques dizaines de m<sup>3</sup>/s à environ 10 000 m<sup>3</sup>/s.

Les dégâts matériels sont très importants à l'aval, mais l'évacuation préventive des populations évite les victimes. Une retenue de barrage (artificiel, celui-là) située en aval avait été vidangée par avance de 60 000 m<sup>3</sup>; cet ouvrage a été peu endommagé, mais une importante sédimentation a eu lieu dans le lac de retenue, qui s'est poursuivie plusieurs années.

#### Le lac créé par le séisme de Diexi (Chine)

Ce séisme, de magnitude 7,5, s'est produit en 1933 dans la chaîne des Longmenshan et plusieurs barrages naturels se formèrent. La rupture du barrage de Xiaohaizi sur la rivière Min, formé par un glissement de 75 hm<sup>3</sup> affectant des grès et des schistes, engendra une crue dévastatrice à l'aval qui fit 8 000 victimes. La hauteur de la vague atteignait encore 14 m à Yingxiu située 150 km à l'aval.

### 3. LE SEISME DE WENCHUAN

#### 3.1 INTRODUCTION

Le séisme du Sichuan de 2008, « Great Sichuan Earthquake » ou « 5-12 Earthquake » a eu lieu le 12 mai 2008 à 14h28 CST, soit 6h28 UTC. Suivant la Chinese Earthquake Administration, sa magnitude  $M_s$  était égale à 8,0 et sa magnitude  $M_w$  8,3 ( $M_s$  : magnitude mesurée à partir des ondes de surface,  $M_w$  : magnitude d'énergie ou de Kanamori. La magnitude  $M_w$  est la magnitude habituellement utilisée pour les séismes de magnitude  $M_s$  supérieure à 7,5. Au-dessous de cette valeur, les magnitudes  $M_s$  et  $M_w$  sont quasi-identiques. Au-dessus de cette valeur la magnitude  $M_w$  est supérieure à  $M_s$  et permet de bien différencier les très forts séismes entre eux). L'US Geological Survey a annoncé une magnitude  $M_w = 7,9$ . Ce séisme est également connu sous le nom de séisme de Wenchuan, son épïcêtre étant situé dans le comté de Wenchuan (province du Sichuan). L'épïcêtre ( $30,986^\circ$  N,  $103,364^\circ$  E) se situe à 80 km à l'ouest-nord-ouest de Chengdu, capitale du Sichuan. Le foyer ou hypocentre se situe à environ 19 km de profondeur. Ce séisme a causé de nombreuses victimes (près de 90 000 morts ou disparus). Le 25 mai, une réplique majeure de magnitude  $M_w = 6,0$  a eu lieu au nord-est de l'épïcêtre, dans le comté de Qingchuan (province du Sichuan), causant 8 morts, de nombreux blessés et détruisant de nombreuses habitations. Le 27 mai, deux répliques supplémentaires de magnitude  $M_w = 5,2$  dans le comté de Qingchuan et de magnitude  $M_w = 5,7$  dans le comté de Ningqiang (province du Shaanxi) ont eu lieu, causant de nouveaux dommages, détruisant de très nombreuses habitations.

#### 3.2 CONTEXTE GÉOLOGIQUE

Sur le plan géologique, au sud-ouest du système de failles de Longmenshan, le bassin du Sichuan est constitué de formations jurassiques et crétacées, surmontées de dépôts alluviaux quaternaires (*Figure 20*). Au nord-est du système de failles de Longmenshan, la région montagneuse de Longmenshan est constituée de granites et granodiorites à proximité de l'épïcêtre du choc principal, dans le comté de Wenchuan. Au nord-est de ces roches granitiques, toujours du côté nord-ouest de la faille de Longmenshan, un complexe faillé constitué de formations du Silurien se présente jusqu'au-delà de la ville de Guangyuan. Des formations datées du Dévonien se trouvent près de la ville de Jiangyou et des formations datées du Cambrien près de la ville de Qingchuan.

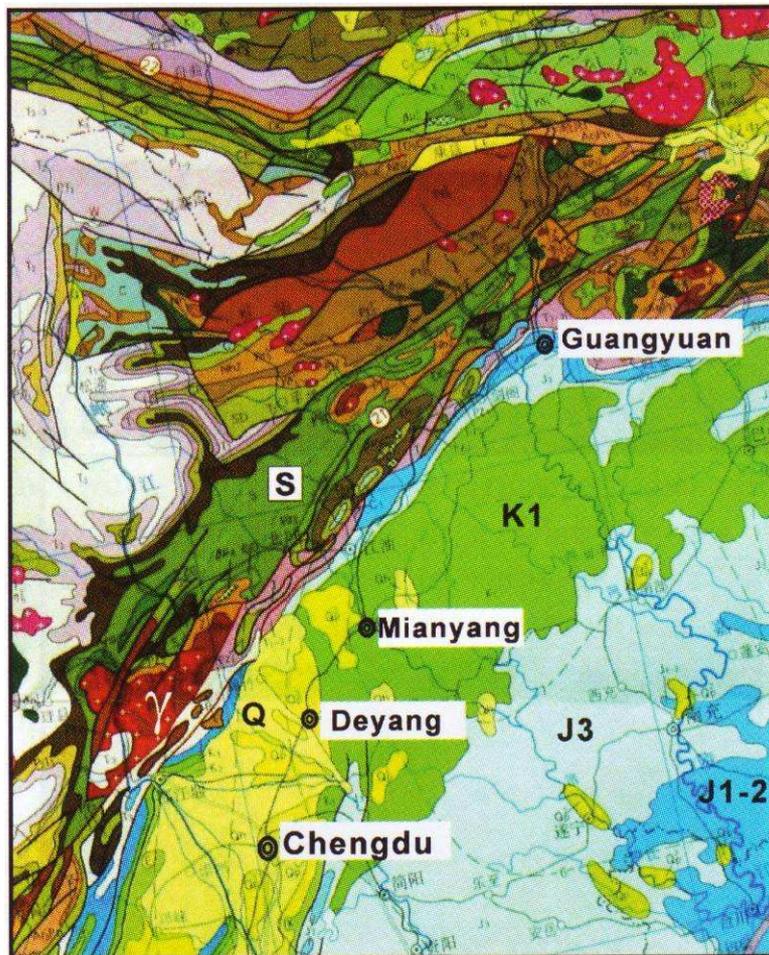


Figure 20 : Carte géologique de la zone de contact entre le système faillé de Longmenshan et le bassin subsident du Sichuan. Q : Dépôts quaternaires ; J1-2 : Formations de Jurassique inférieur et moyen ; J3 : Formations de Jurassique supérieur ; K1 : Formations du Crétacé inférieur ; S : Formations du Silurien ;  $\gamma$  : granites et granodiorites. Les structures complexes entre S et K1 sont rapportées du Cambrien au Tertiaire.

### 3.3 LE CONTEXTE SISMOTECTONIQUE ET SISMOLOGIQUE

L'épicentre du séisme, les multiples répliques correspondant à la propagation de la rupture, de même que les répliques tardives se situent le long du système de failles actives de Longmenshan, réactivé sur une distance de plus de 400 km. Ce système faillé se situe dans une région montagneuse, formant contact entre le bassin de Chengdu et le plateau tibétain. Il constitue un dispositif d'accompagnement des déformations à une échelle régionale, en rapport avec la collision de la plaque indienne avec la plaque eurasiatique (Figure 21 et Figure 22).

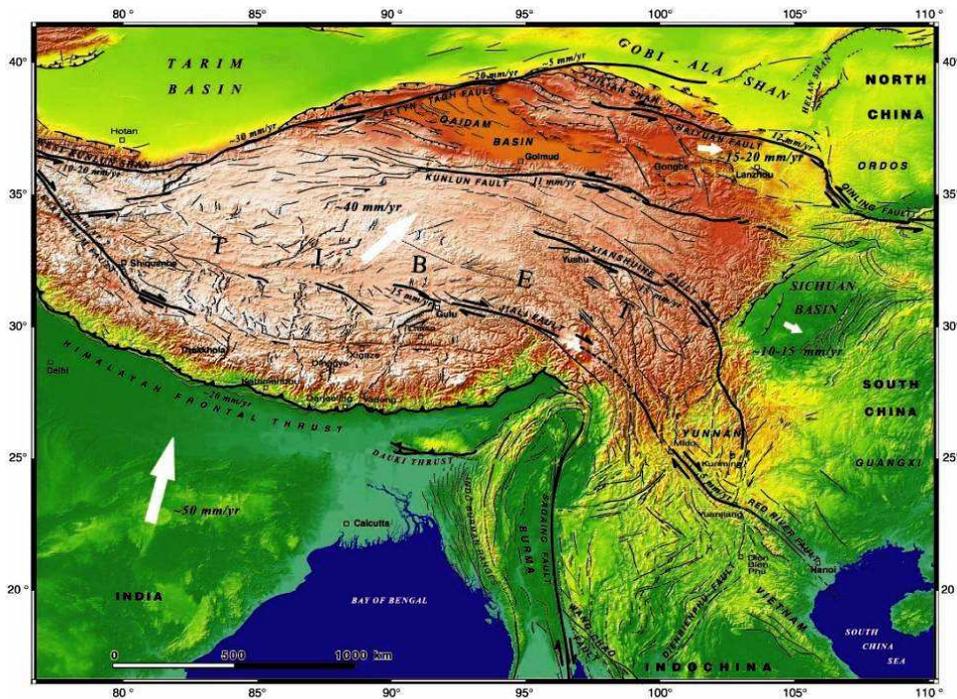


Figure 21 : Principaux systèmes de failles accompagnant le processus de collision Inde-Eurasie. Le bassin du Sichuan est indiqué à droite de la figure (communiqué par Huang R. Q.)

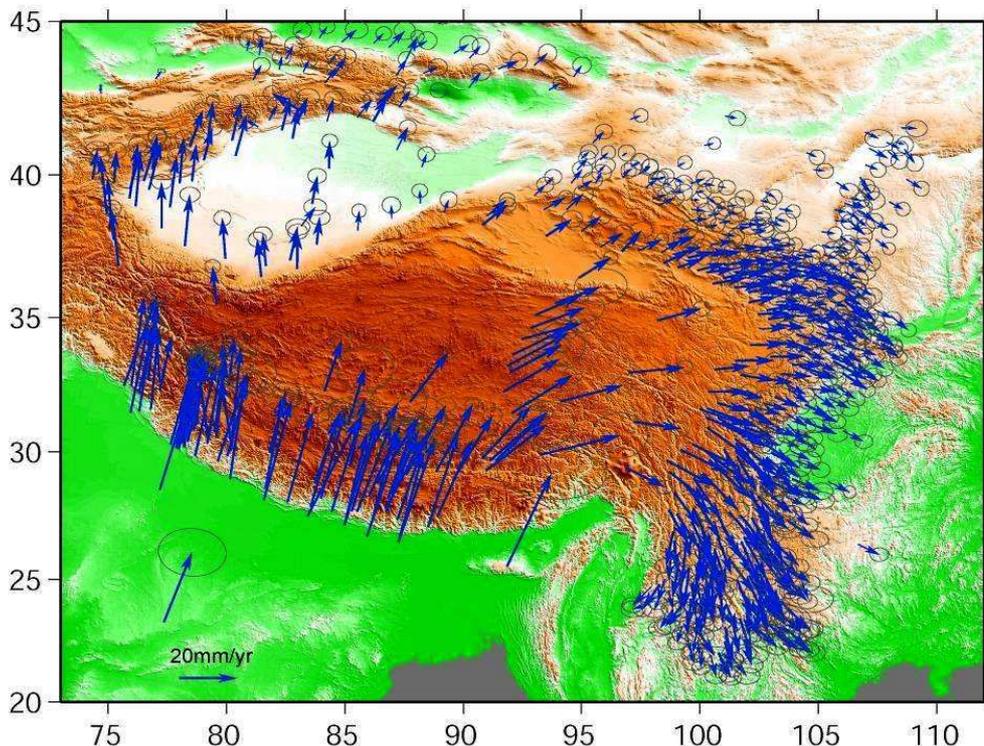


Figure 22 : Vecteurs de déplacement correspondant au processus de collision Inde-Eurasie, sur le plateau tibétain et ses marges est. Le bassin subsident du Sichuan est visible (en vert) à droite de la figure (communiqué par Huang R. Q.)

La carte néotectonique de la Chine (Neotectonic map of China and adjacent seas - édition 1996) au 1/5 000 000 (Figure 23) souligne cette zone de contact d'orientation NE-NNE entre les contreforts du plateau tibétain et le bassin du Sichuan par plusieurs failles actives d'environ 500 km

d'extension. Le caractère fortement subsident de la partie ouest du bassin du Sichuan est par ailleurs indiqué.

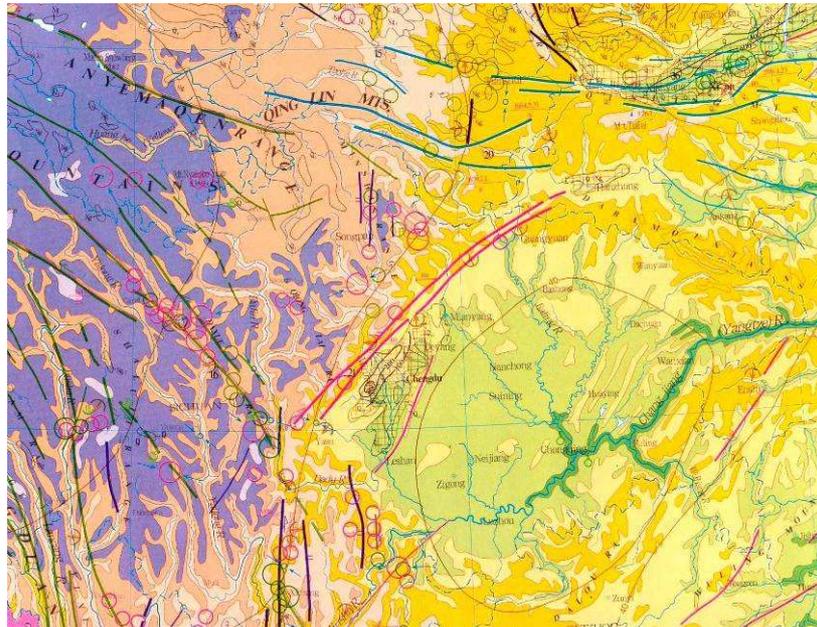


Figure 23 : Extrait de la carte néotectonique de la Chine (Neotectonic map of China and adjacent seas - édition 1996) au 1/5 000 000

Le système de failles actives de Longmenshan a été réactivé suivant un mécanisme de faille inverse avec une composante plus ou moins importante de décrochement dextre (Figure 24 et Figure 25). Depuis le foyer, la rupture s'est propagée vers le SE sur 180 km en 60 s et le NE sur 260 km en 90 s. La durée totale du séisme est évaluée à 120 s. La propagation vers le SW s'est réalisée en générant des foyers secondaires pour lesquels des magnitudes de 7,1 ont été mesurées. De même la propagation vers le NE s'est réalisée en générant des foyers secondaires pour lesquels des magnitudes de 7,4 et 7,2 ont été mesurées (Figure 26). Pour ce séisme, il faudrait parler, plutôt que d'épicentre, de zone épiscopentrale ou ligne épiscopentrale (de plus de 400 km de longueur).

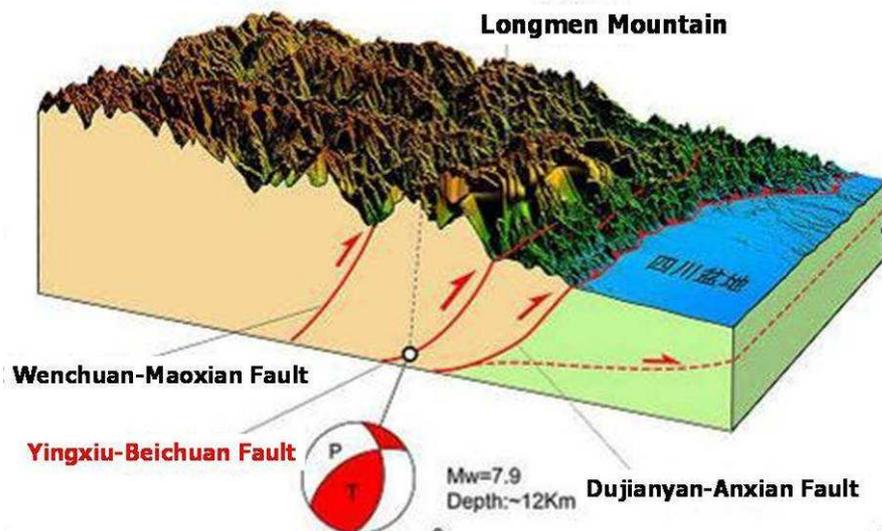


Figure 24 : Représentation du système de failles actives de Longmenshan. Mécanisme au foyer, avec chevauchement de la plaque de Songpan-Ganzi sur les montagnes de Longmenshan, le long de la faille centrale de Yinxiu – Beichuan, suivant une direction N30E. Les foyers du choc principal et des répliques sont à des profondeurs de 10 à 20 km (communiqué par Huang R. Q.).

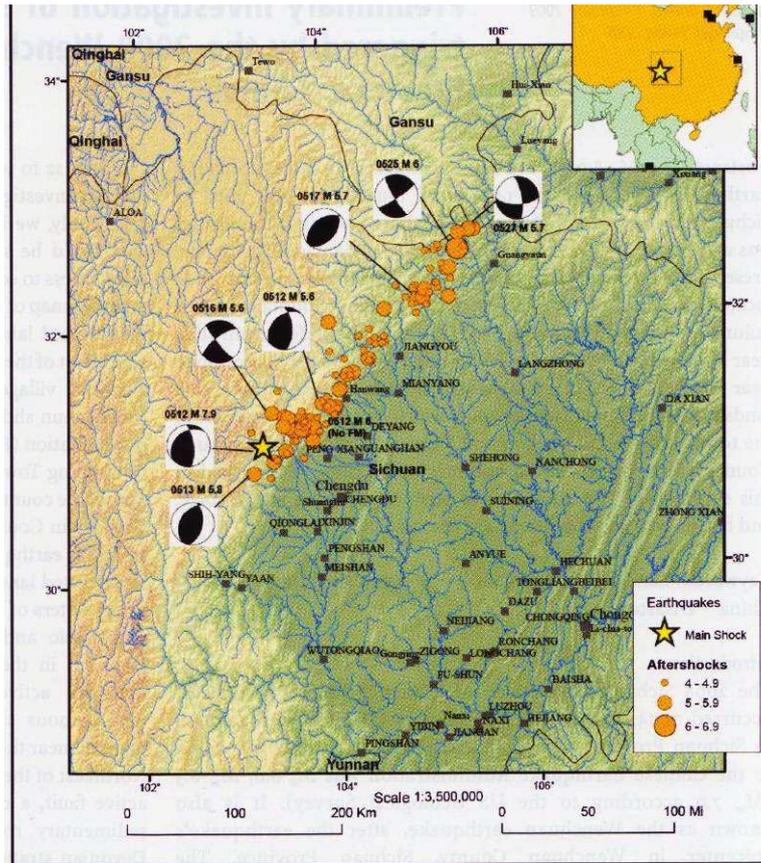


Figure 25 : Choc principal et chocs secondaires, mécanismes aux foyers.

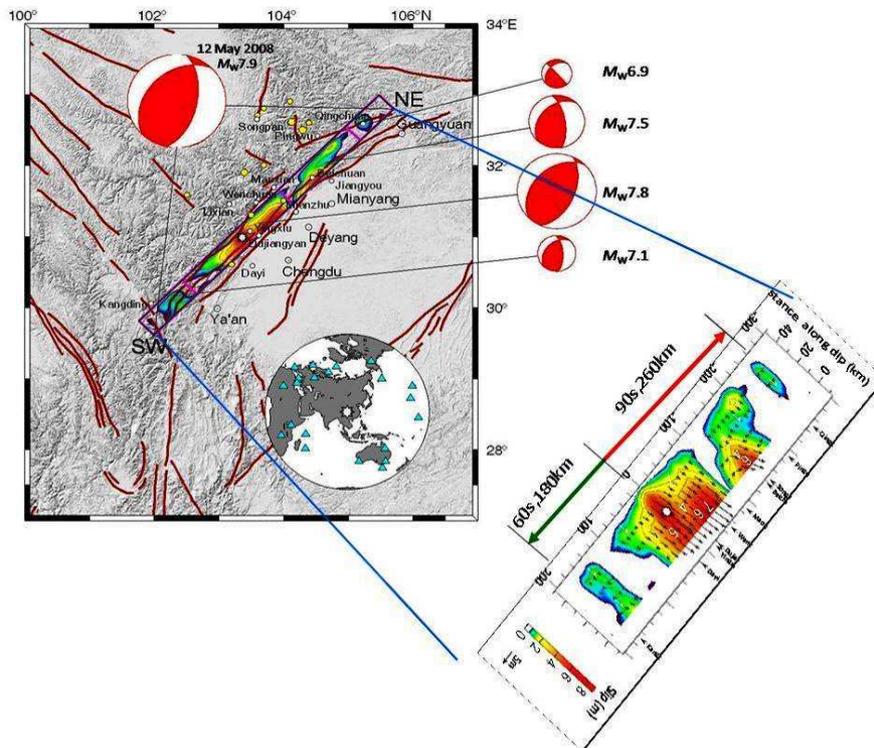


Figure 26 : Propagation de la rupture le long du système de failles de Longmenshan (représentation des intensités de vecteurs de déplacement en courbes d'iso-valeurs, représentées le long de la surface de cisaillement) (communiqué par Huang R. Q.)

Les Figure 27 et Figure 28 donnent respectivement la répartition des épicentres des multiples répliques ayant accompagné la propagation de la rupture le long des failles principales réactivées, et les variations de la composante verticale des vecteurs de déplacement le long de la faille principale, le long d'une ligne joignant les villes de Yinxiu, Beichuan et Qinchuan. La Figure 29 illustre localement un miroir de faille orienté N30E/84NW, présentant un rejet vertical de 2,30 m.

Les Figure 30 et Figure 31 donnent des enregistrements d'accélérogrammes (station de Shifang et barrage de Zipingpu). La Figure 32 donne une carte des intensités macrosismiques enregistrées, avec une représentation en courbes isoséistes.

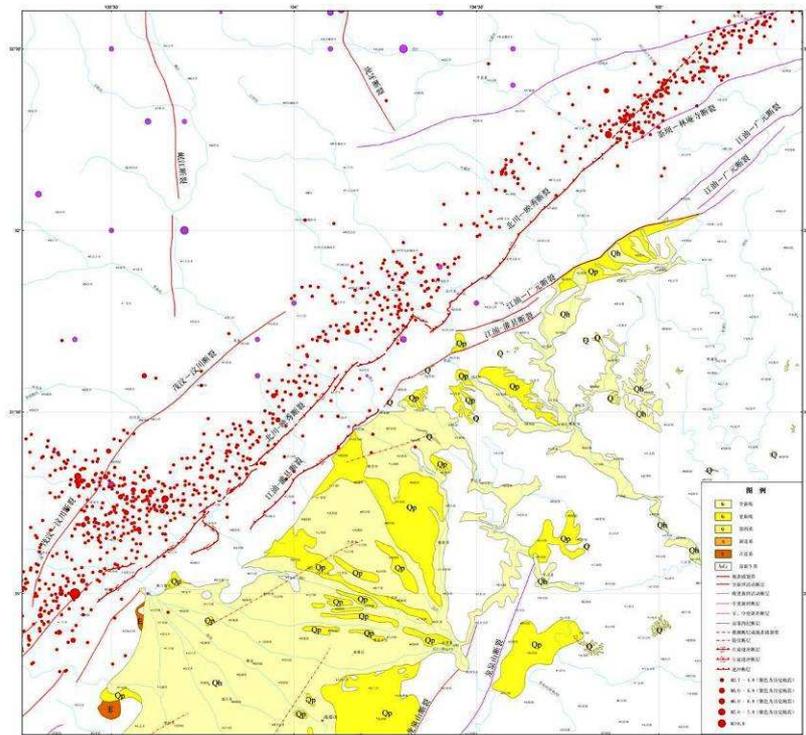


Figure 27 : Représentation des épicentres des multiples répliques ayant accompagné la propagation de la rupture et des failles principales réactivées (communiqué par Huang R. Q.)

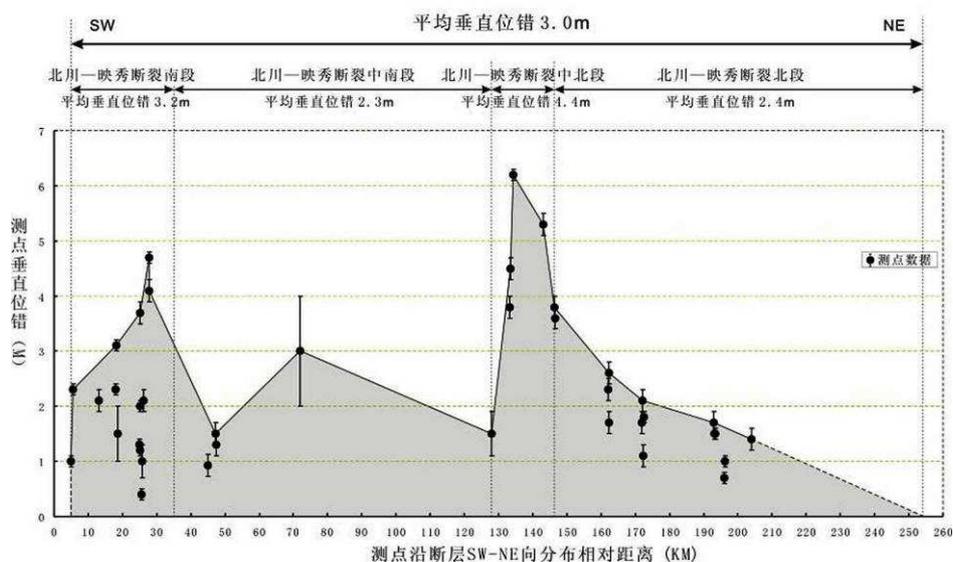


Figure 28 : Variation de la composante verticale des vecteurs de déplacement le long de la faille principale, entre les villes de Yinxiu (5 km), de Beichuan 130 (km) et de Qinchuan (250 km) (communiqué par Huang R. Q.).



Figure 29 : Vue rapprochée d'un miroir de faille orienté N30E/84NW. Rejet vertical : 2, 30 m

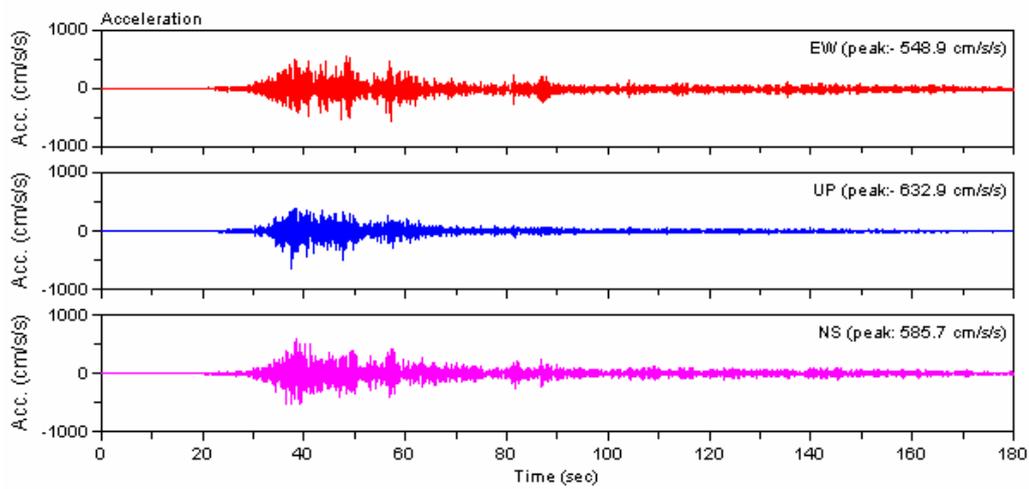


Figure 30 : Accélérogrammes (composantes EW, verticale et NS) mesurés à la station de Shifang (communiqué par Huang R. Q.)

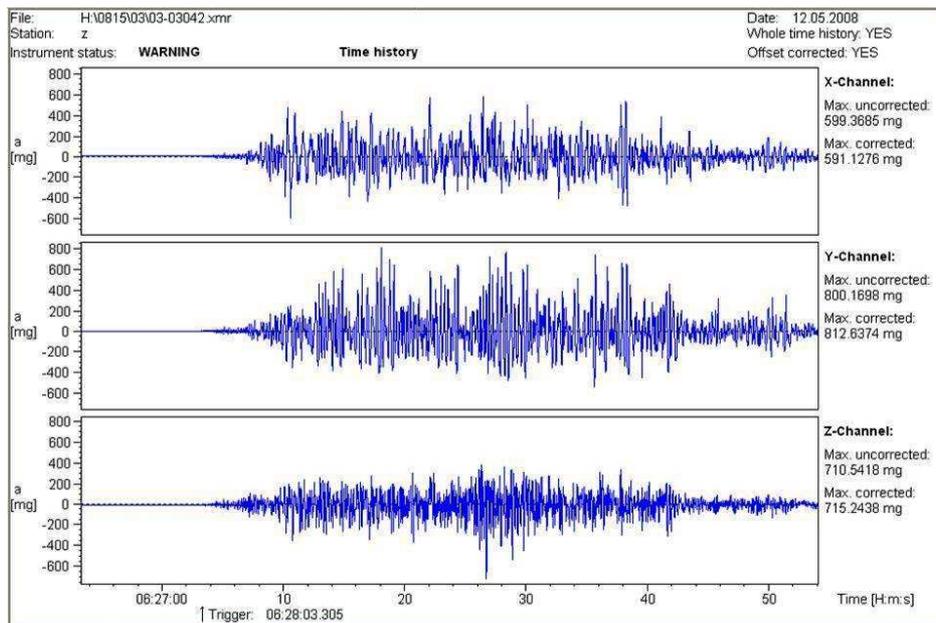


Figure 31 : Accélérogrammes (composantes X, Y et Z) mesurés au barrage de Zipingpu (communiqué par Huang R. Q.)

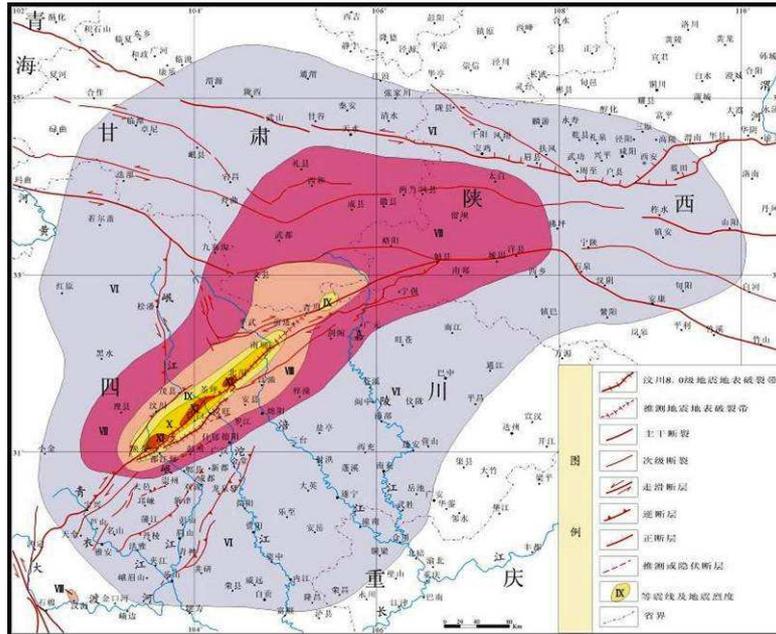


Figure 32 : Intensités macrosismiques XI (orange vif) à VI (bleu clair). Courbes isoséistes. Superficies concernées : I = XI : 231 047 km<sup>2</sup>, I = X : 68 337 km<sup>2</sup>, I = IX : 17 445 km<sup>2</sup>, I = VIII : 4 000 km<sup>2</sup>, I = VII : 2 519 km<sup>2</sup>, I = VI : 679 km<sup>2</sup>. (communiqué par Huang R. Q.)

### 3.4 EFFETS INDUITS, VICTIMES, DOMMAGES, CONSÉQUENCES

Le séisme du 12 mai 2008 a causé de nombreuses victimes : 87 449 morts ou disparus, plus de 370 000 blessés. Une région de plus de 100 000 km<sup>2</sup> a été très fortement sinistrée, une population de plus de 15 millions de personnes est concernée par les dommages aux habitations (Figure 33), avec 4 500 000 logements détruits ou gravement endommagés ; les pertes économiques sont évaluées entre 120 et 180 milliards d'euros. C'est le séisme le plus violent et le plus destructeur ayant frappé la Chine depuis le séisme de Tangshan (province de Hebei) de 1976 qui tua au moins 240 000 personnes.



Figure 33 : Destructons à Beichuan.

La reconstruction doit donc réaliser plus de 4 millions de logements, 11 000 écoles, 10 000 centres médicaux, 600 ponts, etc. Elle est très avancée, avec lors de la mission CFGI, de nombreux chantiers de génie civil et de bâtiments en cours. Les cités de logements provisoires sont encore nombreuses.

La ville de Beichuan, en particulier, a payé un très lourd tribut : directement affectée par le jeu de la faille Yingxiu-Beichuan, par deux énormes mouvements de versants et par la secousse sismique d'intensité XI (Figure 32), elle a perdu 20 000 habitants sur une population de 30 000 personnes.

Nous présentons ci-dessous quelques éléments concernant les dommages à divers ouvrages.

Exemple du pont de Xiao Yu Dong sur la rivière Jian (Figure 34, Figure 35 et Figure 36)

Il s'agit d'un pont en béton armé, à trois travées en arc. Les arcs se sont rompus en compression et plusieurs travées se sont effondrées. Le remblai d'accès sur la rive droite a été endommagé par le jeu d'une faille secondaire.



Figure 34 : Pont de Xiao Yu Dong : remblai d'accès en rive droite, traversé par une faille secondaire



Figure 35 : Pont de Xiao Yu Dong



Figure 36 : Pont de Xiao Yu Dong : rupture de l'arc et du tablier au contact de la culée

### Exemple du barrage de Zipingpu

Le barrage de Zipingpu est un barrage en enrochement, à parement amont béton (CFRD : concrete faced rockfill dam), de 140 m de haut, construit sur la rivière Min, de 2001 à 2006 (Figure 37).

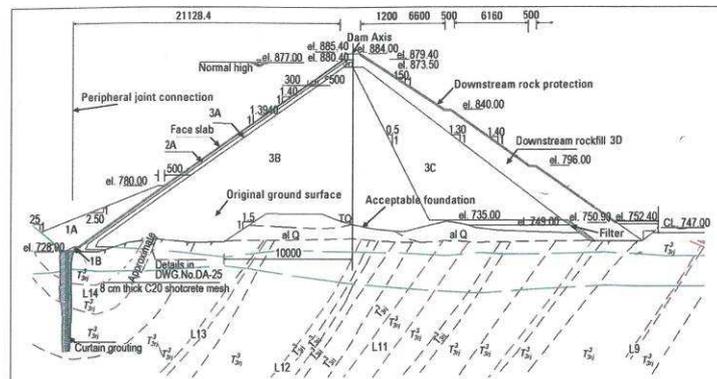


Figure 37 : Coupe du barrage

Situé à 16 km de l'épicentre, il a subi des dommages mais sa stabilité n'a pas été réellement affectée. L'accélération maximale mesurée sur la crête du barrage a été de 0,6g en horizontal et 0,2g en vertical. Il aurait été calculé pour 0,26g.

Quelques joints du parement amont se sont ouverts. Le déplacement de la crête mesuré après séisme a atteint 81 cm en vertical et 25 cm en horizontal (vers l'aval). La partie supérieure du parement aval a subi d'importants désordres (Figure 38). Très peu de fuites ont été observées dans les galeries d'injection et à l'intérieur du barrage.

La réparation du barrage et de l'usine hydroélectrique a duré 4 mois, après lesquels la production d'électricité a repris.



Figure 38 : Parement aval du barrage de Zipingpu. On observe le tassement de la crête et les désordres affectant le perré.

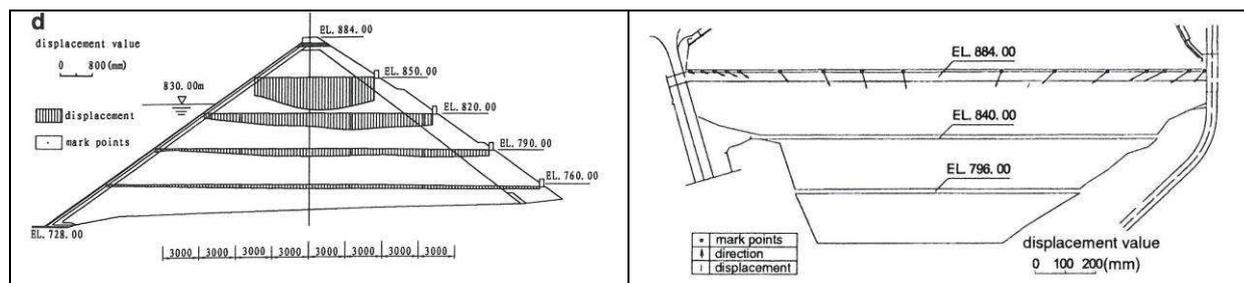


Figure 39 : Comportement sismique du barrage de Zipingpu. Tassement vertical du barrage (figure de gauche) et déplacements horizontaux de la crête du barrage (figure de droite)

### Désordres dans les tunnels routiers

Vingt-quatre tunnels, proches de l'épicentre (intensité X – XI), en particulier sur la grande-route reliant Dujiangyan à Wenchuan, ont été endommagés. Les principaux types de dommages observés sont les suivants :

- Obstruction des entrées par des chutes de blocs,
- Fissuration des têtes,
- Fissuration du revêtement,
- Chute de parties du revêtement.

Ces désordres ont pour origine soit le jeu de failles secondaires, soit un déplacement relatif à l'interface substratum / recouvrement au voisinage des têtes.

### Les dommages causés directement par le jeu des failles

Plusieurs ouvrages et constructions, qui étaient situés au droit des trois failles principales actives lors du séisme, ont subi des dommages importants dus au rejet plurimétrique des failles. A Yingxiu, la route le long de la rivière Min et le mur de soutènement ont été endommagés (Figure 40).

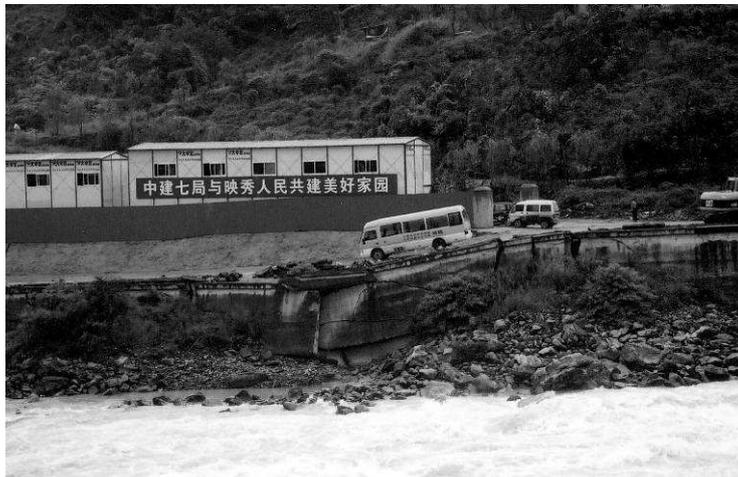


Figure 40 : Désordres dus au passage de la faille de Yingxiu-Beichuan, à Yingxiu (on observe le rejet vertical de 3 m environ).

A Bailu, la cour de l'école a été traversée par la faille de Jingyou-Guanxian, avec un rejet de 3 m environ. Des bâtiments annexes qui se trouvaient sur le tracé de la faille ont été détruits, mais les deux bâtiments principaux ne se sont pas écroulés (Figure 41).



Figure 41 : La cour de l'école de Bailu, déformée par le jeu de la faille (faille inverse de rejet vertical de 3 m environ). Elle était initialement horizontale. Le bâtiment de gauche, plus ancien que celui de droite, est plus endommagé mais ne s'est pas écroulé.

Les dommages causés par les glissements de terrain. Données générales

Plus de 30 000 sites de versants sont subi des déstabilisations, qui font l'objet du paragraphe 3.5 ci-dessous. Ces mouvements de terrain ont causé près du quart du total des victimes du séisme. Vingt de ces instabilités ont fait chacune plus de 100 victimes. De très nombreux glissements ont obstrué les routes, ralentissant considérablement l'arrivée des secours.

Un viaduc, construit après le séisme pour remplacer un pont détruit, a été gravement endommagé par des chutes de blocs en juillet 2009, causant 5 victimes : les travées détruites ont été remplacées par un remblai faisant aussi office de merlon pare-blocs (Figure 42 et Figure 43).

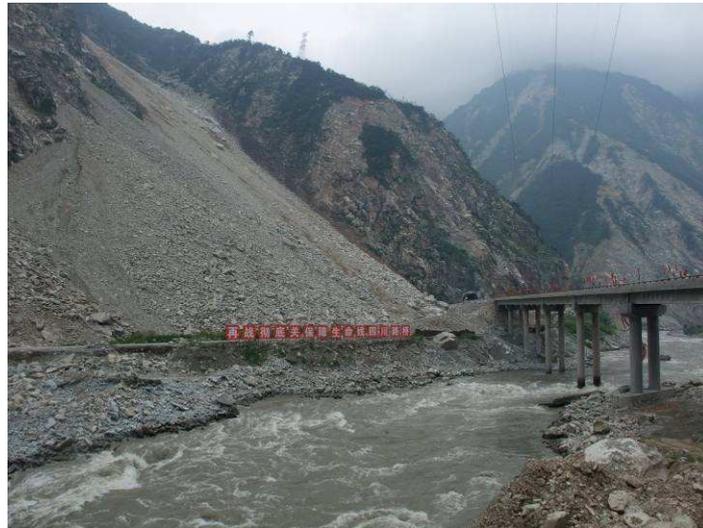


Figure 42 : Viaduc de Chediguan sur la rivière Min. La partie en rive droite (sur la gauche de la photo), avant l'entrée dans le tunnel, a été détruite par un éboulement et remplacée par un remblai.



Figure 43 : Vue rapprochée des travaux en cours de finition

### 3.5 GLISSEMENTS DE TERRAIN DÉCLENCHÉS PAR LE SÉISME

Le séisme de Wenchuan a déclenché un très grand nombre de glissements, éboulements et coulées de débris, à l'origine d'environ 20 000 des victimes du séisme.

#### 3.5.1 Données générales

Dans la province du Sichuan, 16 comtés sont très sévèrement touchés par ces glissements. 11 308 sites de glissements ont été identifiés sur le terrain ou sur des images satellitaires. Les plus importants glissements et éboulements se situent auprès de la faille principale et plus particulièrement du côté du compartiment chevauchant. Beaucoup de ces glissements se sont déplacés avec de grandes vitesses et sur de grandes distances (*Figure 44 et Tableau 9*).

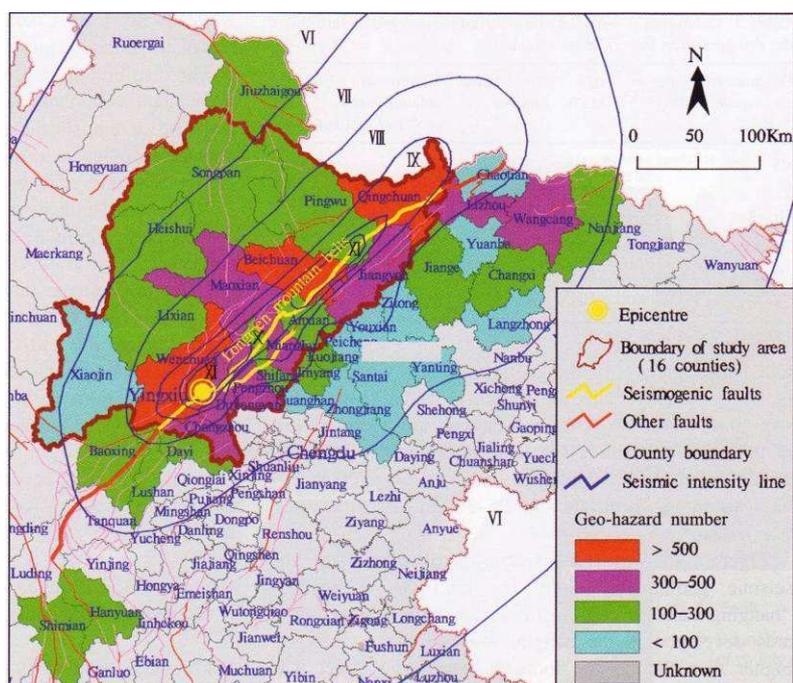


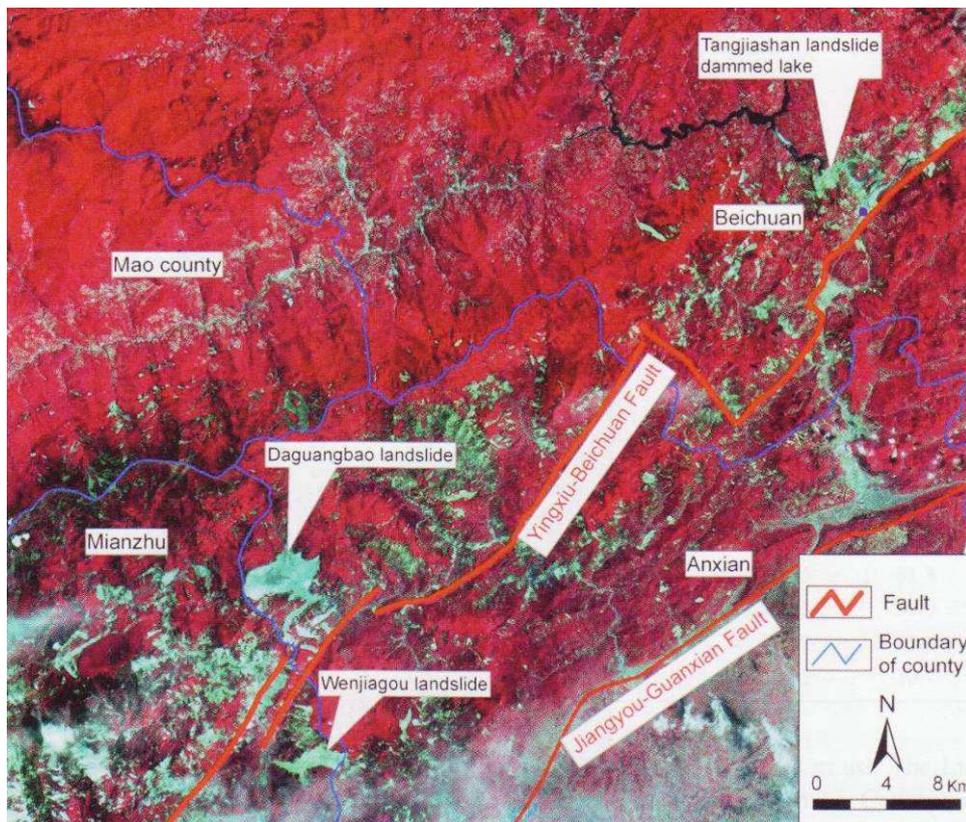
Figure 44 : Répartition des « geohazards » (glissements, éboulements, coulées de débris) déclenchés par le séisme de Wenchuan (d'après R. Q. Huang & W. L. Li, 2009)

Tableau 9 : Caractéristiques des plus grands glissements et éboulements déclenchés par le séisme de Wenchuan

Nom du glissement	Longitude (°N)	Latitude (°E)	Longueur du glissement (m)	Distance de déplacement (m)	Cote de la crête du glissement (m)	Cote du pied du glissement (m)	Surface totale ( $\times 10^4$ m <sup>2</sup> )	Angle de frottement apparent (°)
Daguangbao	104,11	31,64	1 860	2 410	3 040	1 500	712	19,8
Wenjiagou	104,15	31,55	1 390	2 730	2 240	880	298	18,3
Donghekou	105,11	32,41	950	1 477	1 340	680	110	15,2
Menkangou	104,12	31,62	480	2 350	2 280	1 280	72	19,5
Woqianshe	104,96	32,31	870	1 138	1 880	1 300	68	16,1
Linghoutou	104,90	32,27	550	1 059	1 600	970	51	21,4
Niujuangou	103,45	31,05	700	1 900	1 900	900	50	21,0
Shibangou	105,09	32,42	758	1 054	1 520	820	50	21,1
Huoshigou	104,14	31,61	450	750	1 920	1 280	35	28,1
Dazhuping	104,15	31,62	400	400	1 620	1 180	27	28,8
Xiaomuling	104,10	31,61	388	806	2 040	1 400	22	28,2
Guanmenzigou	104,39	31,81	460	730	2 020	1 380	21	28,3
Dawan	104,54	31,90	390	550	1 480	1 000	20	27,1
Liujiadi	104,40	31,75	440	490	1 500	920	18	32,0
Yinshangou	104,56	31,92	340	550	1 460	840	18	34,9
Chenjiaping	104,23	31,66	400	850	1 560	840	17	30,0
Xiaotianchi	104,13	31,48	270	850	1 500	820	16	31,3
Fengyanzi	104,42	31,76	260	330	1 080	740	16	30,0
Xiaogangjian	104,14	31,51	360	890	1 680	880	15	32,6
Pengjiashan	104,55	31,93	300	710	1 640	1 040	13	30,7

Un certain nombre de conclusions ont été tirées des travaux de terrain et des études des images satellitaires (*Figure 45* et *Figure 46*).

1. Il apparaît une claire répartition zonale des glissements et éboulements le long de la faille de Yingxiu-Beichuan. Un effet de compartiment chevauchant est mis en évidence, les glissements et éboulements étant plus nombreux de ce côté de la faille (côté nord-ouest) que du côté du compartiment chevauché (côté sud-est).
2. Le facteur distance à la faille est aussi très clair. Environ 90% des glissements et éboulements se situent à moins de 30 km de distance de la faille, la plupart étant à moins de 20 km de distance. Pour les glissements de très grande ampleur, 95% d'entre eux se situent à moins de 10 km de distance de la faille.
3. Il y a 3 zones de concentrations particulières de glissements et éboulements (3,5 – 6,0 par km<sup>2</sup>), correspondant aux secteurs où les plus grands déplacements le long de la faille ont été enregistrés, suggérant des zones de plus fortes libérations d'énergie.
4. Les glissements et éboulements se répartissent de la façon suivante dans les zones d'intensité macrosismique VIII (densité : 0,1 par km<sup>2</sup>), IX (densité : 0,4 par km<sup>2</sup>), X et XI (densité : 1,2 par km<sup>2</sup>).
5. La plupart des très grands glissements et éboulements ont présenté une très grande mobilité, bien que le coefficient de frottement équivalent rende compte d'une mobilité diminuant avec le volume des glissements et éboulements.



*Figure 45 : Image ALOS 432 (fausses couleurs) de la région de Beichuan-Anxian après le séisme de Wenchuan (4 juin 2008, copyright Jaxa AVNIR-2, Japon) (d'après R. Q. Huang & W. L. Li, 2009)*

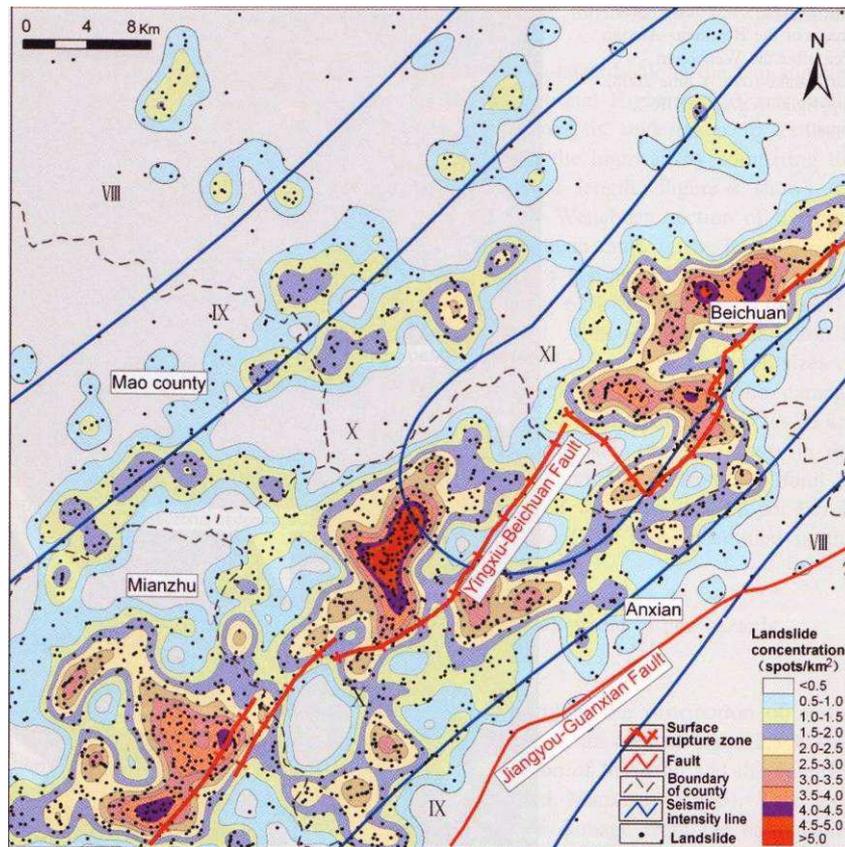


Figure 46 : Carte des densités de glissements, éboulements et coulées de débris dans la région de Beichuan-Anxian après le séisme de Wenchuan (d'après R. Q. Huang & W. L. Li, 2009)

### 3.5.2 Descriptions de quelques exemples de glissements et éboulements déclenchés par le séisme de Wenchuan

Sont rapportés ici les résultats des investigations de spécialistes chinois ayant parcouru la région sinistrée peu de temps après le séisme. Les glissements sont décrits du sud-ouest vers le nord-ouest.

Deux catégories d'observations doivent être notées :

1. La distance des glissements à l'épicentre du choc principal augmente du sud-ouest vers le nord-est. Ceci porte à conséquence quant à la sollicitation sismique : ainsi dans le comté de Wenchuan près de l'épicentre au sud-ouest, la composante d'accélération verticale peut être plus forte que la composante horizontale. A l'inverse, dans les comtés de Beichuan et Qingchuan, au nord-est la composante d'accélération horizontale peut être plus forte que la composante verticale.
2. Des roches granitiques sont cartographiées dans le comté de Wenchuan et les régions voisines, tandis que des argilites et siltites, des grès et des calcaires se présentent dans les comtés de Beichuan et Qingchuan.

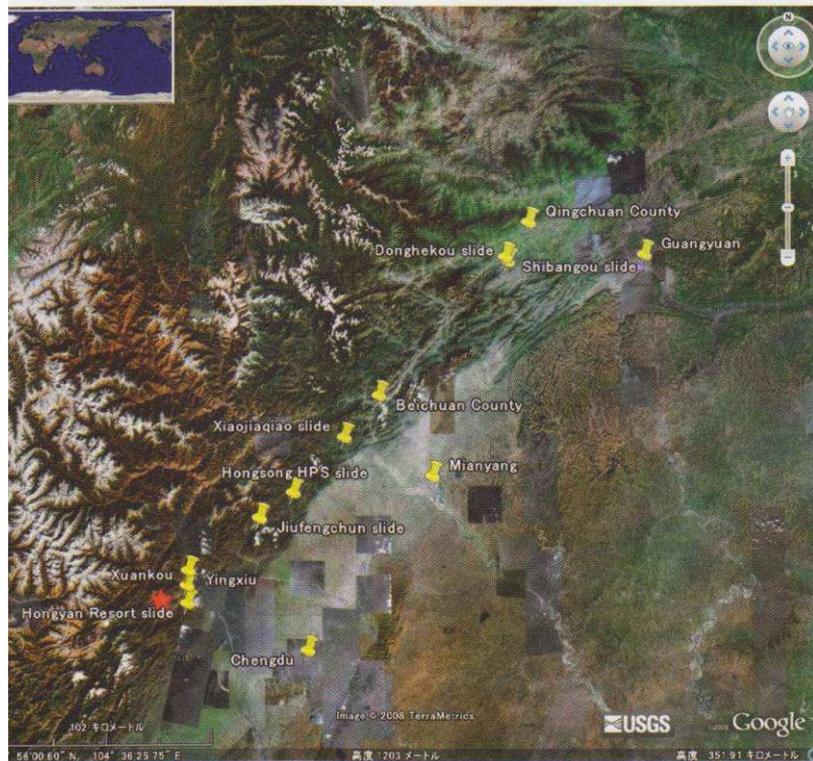


Figure 47 : Localisation des glissements décrits ci-après

#### Glissement de Hongyan Resort

Le site de Hongyan Resort est situé non loin de la ville de Dujiangyan, connu pour le très ancien (250 B.C.) système d'irrigation. Un glissement s'est produit au sein de grès et conglomérats altérés et a été déclenché directement par le choc principal du séisme. Un groupe de 51 personnes qui marchaient le long d'une route, dans une vallée étroite, a été emporté par les produits du glissement. Des habitations ont été ensevelies sous le glissement. La route a été déplacée. L'analyse de terrain a montré que le site de Hongyan Resort était en partie sur un ancien glissement qui avait fait barrage dans cette vallée. La rivière avait érodé ce barrage, creusant une gorge étroite. Les deux versants de cette gorge ont glissé à l'occasion du séisme de Wenchuan.

#### Glissements multiples et peu profonds dans le village de Xuankou (municipalité de Yingxiu)

La ville de Yingxiu a été très touchée par le séisme (nombreuses habitations détruites), mais par ailleurs de très nombreux glissements de terrain peu profonds se sont déclenchés dans la région, dénudant littéralement les pentes et encombrant les lits de torrents et rivières, préparant de futures coulées de débris à l'occasion des périodes pluvieuses qui ont suivi.

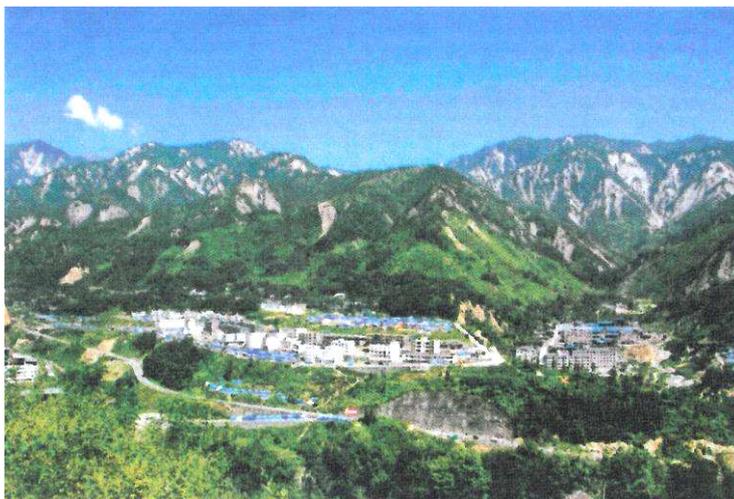


Figure 48 : Vue d'ensemble de la région de Yingxiu montrant les pentes dénudées par de multiples glissements peu profonds

#### Glissement de Jiufengchun

Le glissement de Jiufengchun se situe entre la ville de Longmenshan (près de la plaine de Chengdu) et le site de Yinchanggou Resort dans la zone de montagne plus à l'ouest. Ce glissement s'est déclenché au sein de masses granitiques altérés et saturés, puis s'est transformé en coulée de débris, sur une largeur de 300 m, parcourant 1,5 km et ensevelissant 90 personnes en quelques minutes d'après des témoins.

#### Glissement de la station hydroélectrique de Hongsong

Le glissement de Hongsong a créé un barrage de vallée. Un chenal a été excavé rapidement afin d'abaisser le niveau d'eau de la retenue. Une ligne de chemin fer desservant une mine de phosphate a été reconstruite au-dessus des produits du glissement. Le glissement a aussi détruit ou endommagé un barrage et une usine hydroélectrique. Le glissement a tué 6 personnes. Les matériaux glissés, constitués de schistes altérés, se sont rapidement transformés en un écoulé de débris sablo-argileux.

#### Glissement de Xiaojiaqiao (municipalité de Chaping)

Le glissement de Xiaojiaqiao est particulier car aucune trace d'eau n'a été trouvée pour expliquer ce glissement qui s'est déclenché dans des roches dolomitiques altérées. Au moins 100 personnes ont perdu la vie lorsque les produits du glissement ont envahi le village, barrant la vallée, le lac immédiatement formé inondant une partie du village. Un chenal a été rapidement creusé permettant à la rivière de s'écouler à une cote suffisamment basse.

#### Glissements de Donghekou et de Shibangou (comté de Qingchuan)

Le glissement de Donghekou s'est déclenché dans des formations métamorphiques du Cambrien comportant des schistes ardoisiers altérés avec des intercalations de couches de charbon. Les produits du glissement, emportant deux autocars et une voiture, ont barré la rivière de Jinzhujiang. Le déplacement des terrains a été très rapide, créant un effet de souffle. 300 villageois ont perdu la vie à cette occasion.

Le glissement de Shibangou, 2 km en amont du glissement de Donghekou, a enfoui quatre villages : Chefutan, Majialang, Zhoujia et Shibangou, causant la mort de 300 à 400 personnes. Il s'est déclenché dans une série de roches dolomitiques reposant sur des schistes du Cambrien. Les produits du glissement ont remonté la rive opposée de la rivière.

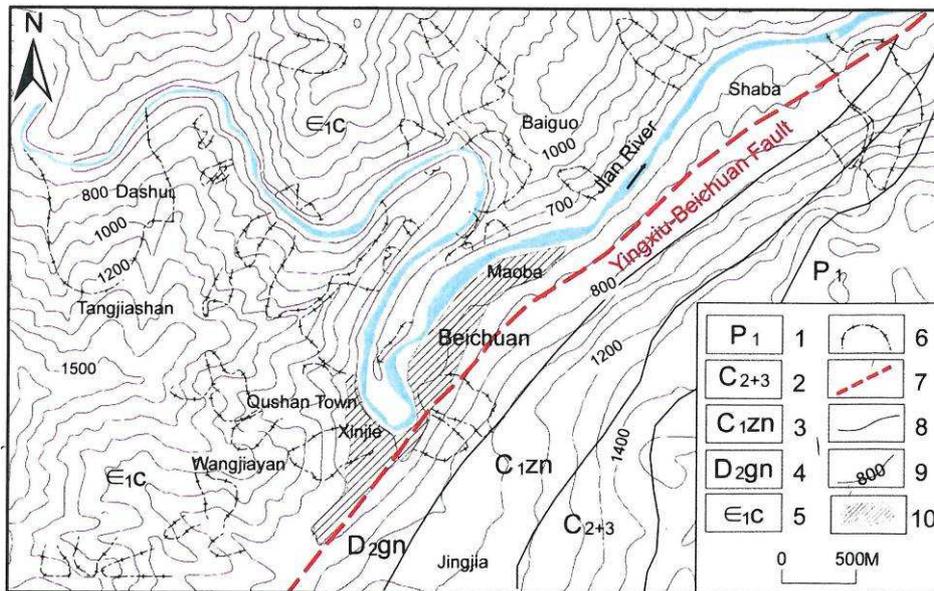
Glissements et éboulements dans la ville de Beichuan

La ville de Beichuan (ou Qushan) a été très sévèrement touchée par le séisme : destruction de la majorité des habitations : pavillons et immeubles de plusieurs étages, glissements de terrain et éboulements enfouissant des quartiers entiers de la ville, plus tardivement envahissement de la ville, alors désertée, par des coulées de débris de plusieurs mètres d'épaisseur (Figure 49). L'excursion post-symposium ayant plus spécialement visité cette région, des détails sont apportés ici pour ce qui concerne les glissements et éboulements sur cette ville.

La Figure 50 montre la ville avant le séisme puis après le séisme. On peut voir que près de la moitié de la ville a été enfouie sous les produits d'un glissement (le glissement de Wangjiayan) et d'un éboulement (l'éboulement de Jiangjiashan).

Le glissement de Wangjiayan (4,8 hm<sup>3</sup>, partie gauche de la photo) s'est déclenché dix minutes après la secousse sismique, dans un massif de grès et de siltites altérés sur une épaisseur de 20 à 30 m, la pente de la zone source étant de 35° environ. La masse de roches et de sols s'est propagée très rapidement, se déplaçant sur environ 300 m, envahissant une partie de la vieille ville, repoussant à son front un bourrelet de sols, de roches et de débris d'habitations pour s'arrêter avec un angle de pente de 10° environ. A l'avant du bourrelet, des bâtiments ont été détruits ou fortement endommagés, sur une bande de 50 à 100 m de large, par un effet de souffle. Sur le parcours de ce glissement se trouvaient de nombreux édifices publics : le bureau de l'Education, le bureau de la Défense, un hôpital, un jardin d'enfants et une prison. La plupart des personnes présentes sur ce secteur de la ville ont été ensevelies par le glissement, peu d'entre elles ayant pu s'échapper. Environ 1600 personnes ont péri sur ce site de glissement. Plusieurs mois après, des coulées de débris déclenchées par des pluies intenses ont envahi une grande partie de la ville, et notamment ce secteur, enfouissant la partie inférieure des immeubles sous 5 à 7 m de dépôts.

L'éboulement de Jiangjiashan est arrivé sur la ville récente, enfouissant une école avec ses 400 étudiants et professeurs. Les masses rocheuses dolomitiques se sont stabilisées avec une pente 25°. La pente du versant rocheux de la zone source était d'environ 35 à 40°.



1. Lower Permian (limestone); 2. Upper-Middle Carboniferous (limestone); 3. Lower Carboniferous (limestone and shale); 4. Middle Devonian (argillaceous limestone, sandy shale); 5. Lower Cambrian (sandstone and chert); 6. Geohazard areas; 7. Yingxiu-Beichuan Fault; 8. Lithostratigraphic boundary; 9. Contour; 10. Main urban area of Beichuan County

Figure 49 : Faille de Yingxiu-Beichuan à Beichuan et répartition des dommages (ville de Beichuan) et des glissements et éboulements dans la région



Figure 50 : Ville de Beichuan, avant puis après le séisme. Noter l'important glissement au premier plan et le bourrelet de débris d'habitations et l'éboulement au second plan. Le passage de la faille de Yingsu-Beichuan est indiqué (document communiqué par Huang R. Q.).



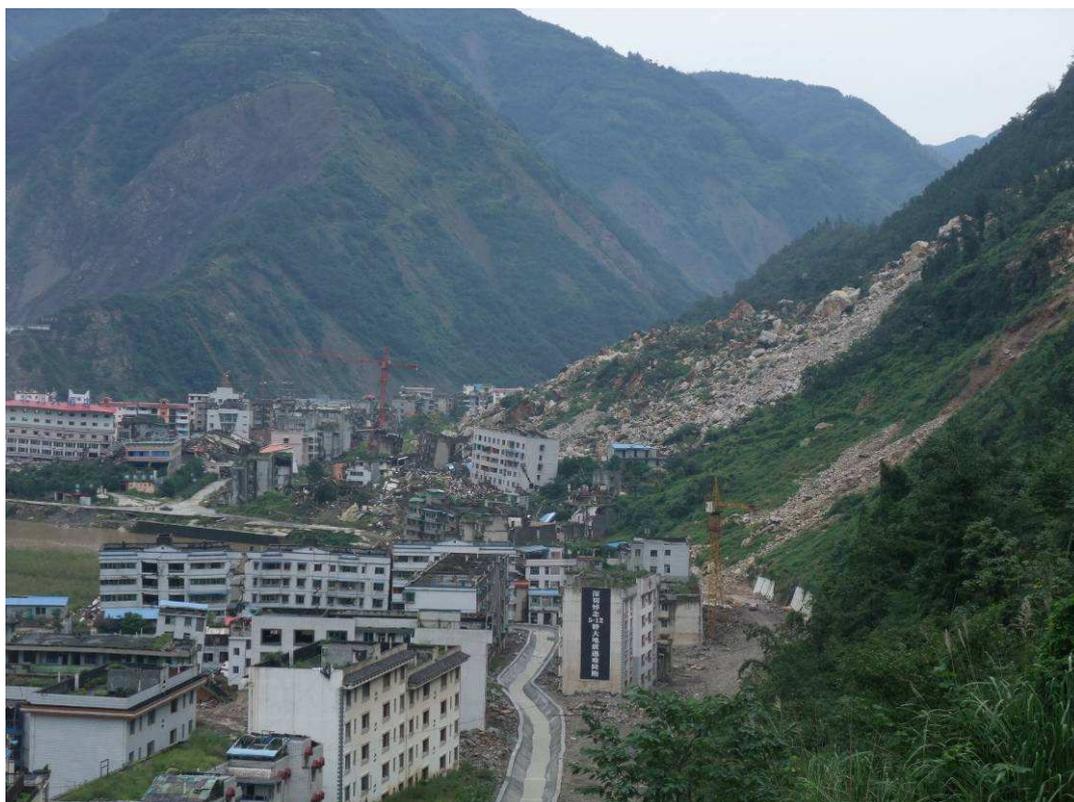
*Figure 51 : Vue du glissement de Wangjiayan. Au premier plan, bâtiments très endommagés par le séisme, puis enfouis sous 5 à 7 m de dépôts de coulées de débris déclenchées plusieurs mois après le séisme par des pluies intenses*



*Figure 52 : Vue du bourrelet de débris au front du glissement de Wangjiayan. Au premier plan, immeuble en partie enfoui par les coulées de débris*



*Figure 53 : Depuis la ville récente, vue de la zone source du glissement de Wangjiayan*



*Figure 54 : Vue de l'éboulement de Jiangjiashan*



Figure 55 : Vue de la zone source (massif rocheux dolomitique) de l'éboulement de Jiangjiashan



Figure 56 : Mémorial au pied de l'éboulement de Jiangjiashan ayant enseveli la high school de Beichuan



Figure 57 : La faille de Yingxiu-Beichuan. Sur le contact faillé.

### 3.5.3 Le cas des laves torrentielles

Le séisme a engendré de nombreuses laves torrentielles (debris flows ou coulées de débris), beaucoup d'entre elles se déclenchant bien après la secousse, lors de pluies importantes. La raison en est que le séisme a provoqué instantanément de nombreux glissements et éboulements, lesquels ont accumulé sur les pentes des versants et dans les talwegs de grandes quantités de matériaux mobilisables par les torrents.

Ainsi, le 14 juin 2008, un mois après la secousse, lors d'une forte pluie (période de retour : 5 ans), des laves torrentielles ont apporté 90 000 m<sup>3</sup> de matériaux dans le lac formé par le glissement de Tangjiashan (cf. 3.6.2.2). Le 24 septembre 2008, ce sont 200 000 m<sup>3</sup> de matériaux qui sont descendus, bloquant la rivière pendant 17 h.

L'événement pluvieux des 23-24 septembre 2008 a été catastrophique. À la suite des très fortes précipitations, 72 laves torrentielles se sont produites dans la zone la plus affectée par le séisme, causant 42 victimes et des dommages importants.

Les pluies en juillet et août avaient été plus faibles que la normale : elles ont atteint respectivement 1/3 et 2/3 des valeurs moyennes sur 30 ans. Le début septembre a été très sec. Les 23 et 24 septembre, des précipitations de période de retour estimée à 20 ans se sont abattues sur la région.

Les données statistiques font apparaître que :

- le seuil de déclenchement de laves torrentielles (cumul des pluies sur trois jours) était estimé dans la région à 350-380 mm ;
- le 24 septembre 2008, le cumul sur trois jours fut d'environ 270 mm.

Il apparaît donc que le séisme a engendré une diminution du seuil de déclenchement des laves torrentielles d'environ 25 %. Les géologues chinois estiment que cette sensibilité accrue pourrait durer pendant les 5 à 10 prochaines années.

### 3.6 BARRAGES FORMÉS SUITE AU SÉISME DU 12 MAI 2008

#### 3.6.1 Données générales

Le séisme du 12 mai 2008 a engendré, par suite de glissements de terrain, plus de 250 barrages naturels, identifiés sur image satellitaire. Du fait des difficultés d'accès, et pour se concentrer sur ceux qui présentent le plus de risques, seuls 32 d'entre eux ont été quelque peu étudiés par les géologues chinois (Tableau 10 et Tableau 11). On remarquera qu'ils sont tous situés à proximité de la faille principale. Les volumes des retenues potentielles – en supposant le lac amont à son maximum de capacité – varient de 30 000 m<sup>3</sup> à 300 millions de m<sup>3</sup>; huit d'entre eux ont une capacité supérieure à 10 millions de m<sup>3</sup>. Les hauteurs  $H$  se distribuent ainsi :

- $H < 10$  m : 1 barrage
- 10 - 30 m : 10 barrages
- 30 - 50 m : 8 barrages
- 50 - 100 m : 10 barrages
- $H > 100$  m : 3 barrages.

Le mode de rupture estimé – en l'absence d'intervention humaine – est l'érosion par surverse pour 26 d'entre eux et l'érosion interne pour les 6 autres. Compte tenu que plusieurs barrages ont obstrué une même rivière à différents endroits, des ruptures en chaîne étaient à redouter, la crue brutale liée à une rupture pouvant entraîner la rupture des barrages à l'aval.

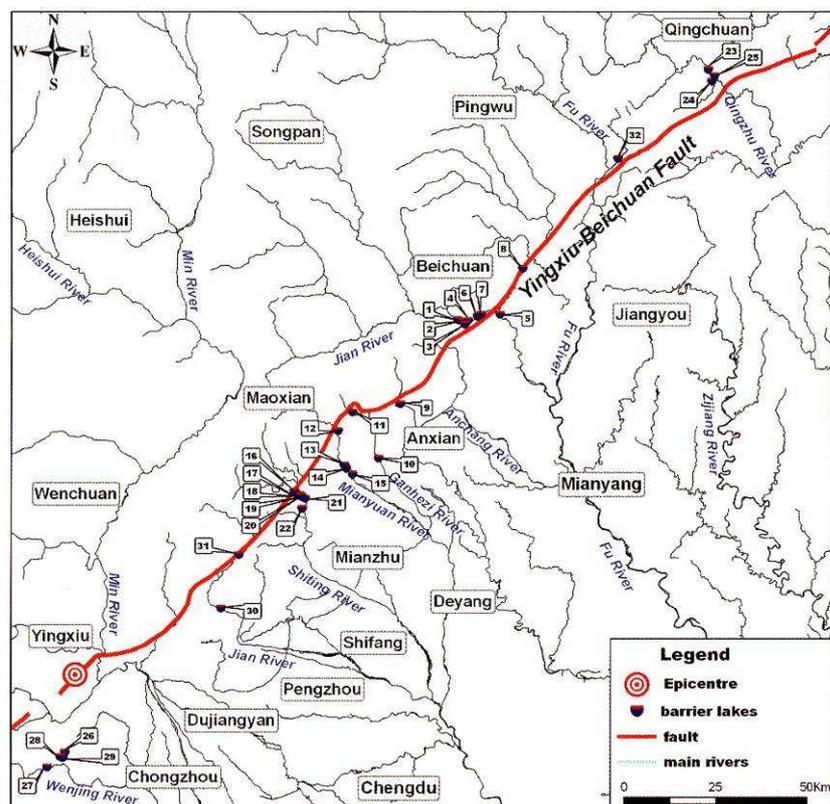


Figure 58 : Les 32 barrages naturels étudiés par les géologues chinois (d'après Xu Q. et al., 2009)

On a vu que les glissements se sont produits soit au moment de la secousse ou dans les minutes qui ont suivi, soit plusieurs mois après lors de fortes précipitations, par suite de la fragilisation des versants due au séisme (éboulements rocheux) ou de l'accumulation de matériaux meubles dans les talwegs (laves torrentielles). En conséquence, certains barrages naturels se sont formés au moment de la secousse sismique et d'autres plusieurs mois après. En particulier, les 23-24 septembre 2008, soit seize mois après le séisme, des pluies de période de retour 20 ans ont affecté la région de Beichuan et de nombreuses laves torrentielles se sont produites.

Tableau 10 : Caractéristiques principales des 32 barrages naturels et lacs de retenue créés par le séisme de Wenchuan (1<sup>ère</sup> partie)

N°	Name	County	Dammed river	H <sub>D</sub> (m)	V <sub>D</sub> (10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )	V <sub>L</sub> (10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )	Landslide type	Main geological materials making up the dam	Estimated dam failure mode
1	Tangjiashan	Beichuan	Jian	82-124	20.40	300	Rock slide	Boulders and blocks with fragmented rocks and soils	Overtopping with erosion
2	Kuzhuba	Beichuan	Jian	60	1.65	2.00	Rock slide	Blocks and fragments only with a little soil	Overtopping with erosion
3	Xinjie village	Beichuan	Jian	20	0.70	2.00	Soil slide	Unconsolidated soil with fragments and blocks	Piping
4	Baiguo village	Beichuan	Jian	10-20	0.40	0.80	Rock slide	Unconsolidated blocks and fragments with a little soil	Piping
5	Yanyang-tan	Beichuan	Jian	20-30	1.60	4.00	Rock slide	Loose soil and blocks	Piping
6	Sunjia-yuanzi	Beichuan	Jian	50	1.60	5.60	Rock slide	Loose blocks and fragments with soil	Piping
7	Guanzipu	Beichuan	Jian	60	-	5.85	Rock slide	Unconsolidated blocks with soil	Piping
8	Tangjia-wan	Beichuan	Jian	30	4.00	15.20	Rock slide	Unconsolidated fragments (40%) and soils (30%) with blocks (20%)	Overtopping with strong erosion
9	Xiaojiaidge	An county	Chaping	61.5-73	3.90	22.30	Rock slide	Rock fragments (45%) with boulders (15%) and blocks (35%)	Overtopping with strong erosion
10	Guantan	An county	Ganhezi	60	1.20	10.00	Soil slide	Soil with rock blocks	Overtopping with strong erosion (9-11 m <sup>3</sup> /s)
11	Laoying-yan	An county	Jushui	106-140	4.70	10.10	Rock slide	Boulders (15%) and blocks with fragmented rocks (60-70%)	Overtopping with strong erosion
12	Heidong-ya	Mianzhu	Mianyuan	50-80	0.40	1.80	-	-	Overtopping with strong erosion (1-3 m <sup>3</sup> /s)
13	Upstream Xiaogang-jian	Mianzhu	Mianyuan	62-72	1.60	11.00	Rock slide	Rock blocks (60-70%)	Overtopping with strong erosion
14	Downstream Xiaogang-jian	Mianzhu	Mianyuan	30	0.45	7.00	Rock slide	Rock blocks	Overtopping with strong erosion
15	Yibadao	Mianzhu	Mianyuan	25	0.10	0.50	Rock slide	Rock blocks	Piping
16	Ganhekou	Shifang	Shiting	10	0.01	0.50	Rock slide	Rock blocks	Overtopping with erosion

*H<sub>D</sub> is the height of landslide dam, V<sub>D</sub> is the volume of landslide dam, V<sub>L</sub> is the maximum capacity (the impounded water volume at lake full level) of barrier lake*

Tableau 11 : Caractéristiques principales des 32 barrages naturels et lacs de retenue créés par le séisme de Wenchuan (2ème partie)

N°	Name	County	Dammed river	H <sub>D</sub> (m)	V <sub>D</sub> (10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )	V <sub>L</sub> (10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )	Landslide type	Main geological materials making up the dam	Estimated dam failure mode
17	Muguaping	Shifang	Shiting	15	0.20	0.04	Soil slide	Superficial accumulative soils	Overtopping with erosion
18	Macaotan-upstream	Shifang	Shiting	40-50	1.00	0.60	Rock slide	Blocks and rock fragments	Overtopping with erosion and break immediately
19	Macaotan-site	Shifang	Shiting	40-50	0.20	0.25	Rock slide	Boulders and blocks with rock fragments	Overtopping
20	Macaotan-downstream	Shifang	Shiting	30	0.14	0.10	Rock slide	Boulders and blocks with fragmented rocks	Overtopping
21	Yanziyan	Shifang	Shiting	10	0.006	0.03	Rock slide	Blocks and fragmented rocks	Overtopping and formed a natural channel
22	Hongcun	Shifang	Shiting	40-50	0.40	1.00-1.50	Rock slide	Blocks and fragmented rocks with soil	Overtopping and formed a natural channel
23	Shibangou	Qing-chuan	Qingzhu	30-75	15.00	11.00	Rock slide	Blocks and fragmented rocks	Piping
24	Hongshihe	Qing-chuan	Qingzhu	30-50	4.00	1.20	Rock slide	Blocks and fragmented rocks with soil	Overtopping and formed a natural channel (20-30 m <sup>3</sup> /s)
25	Donghekou	Qing-chuan	Qingzhu	20	12.00	10.00	Rock slide	Fragmented rocks with soil	Overtopping with erosion (30-40 m <sup>3</sup> /s)
26	Liuzanggou	Chong-zhou	Wenjing	60	1.50	3.00	-	-	Overtopping and formed a natural channel
27	Zhugen bridge	Chong-zhou	Wenjing	90	3.00	4.50	-	-	Overtopping and formed a natural channel
28	Huoshigou	Chong-zhou	Wenjing	120	2.40	1.50	-	-	Overtopping and formed a natural channel
29	Haiziping	Chong-zhou	Wenjing	8	0.67	3.00	-	-	Overtopping and formed a natural channel
30	Fengmingqiao	Pengzhou	Shajin	10	-	1.80	-	-	Overtopping
31	Xiejiadianzi	Pengzhou	Shajin	10	-	1.00	-	-	Overtopping with erosion
32	Nanba	Pingwu	Shikan	25-50	5.32	6.86	Rock slide	Blocks and fragments (70-80%)	Overtopping

H<sub>D</sub> is the height of landslide dam, V<sub>D</sub> is the volume of landslide dam, V<sub>L</sub> is the maximum capacity (the impounded water volume at lake full level) of barrier lake

Afin de porter un diagnostic en urgence, les géologues chinois ont établi une échelle de danger, présentée dans le tableau ci-dessous. Elle repose sur trois critères : la hauteur de barrage, le volume potentiel de la retenue et le type de matériau. Pour ce troisième critère, les matériaux ont été classés en quatre groupes (il faut noter que la grande majorité des barrages naturels formés par le séisme sont issus d'instabilités affectant des massifs rocheux) :

- groupe 1 : sol et fragments rocheux ; plus de 50 % des éléments de dimension comprise entre 20 et 200 mm ;
- groupe 2 : sol et fragments rocheux, avec quelques blocs ; plus de 50 % des éléments de dimension comprise entre 20 et 200 mm ; les blocs ont une dimension supérieure à 200 mm ;
- groupe 3 : blocs et gros blocs, avec peu de sol et de fragments rocheux ; plus de 50 % de blocs et gros blocs de dimension supérieure à 200 mm ;
- groupe 4 : blocs et gros blocs, de taille supérieure à 200 mm.

Tableau 12 : Degrés de danger des barrages naturels (d'après Xu Q. et al., 2009)

<i>Degré de danger</i>	<i>Critères</i>		
	<i>Hauteur de barrage (m)</i>	<i>Capacité maximale de la retenue (10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>)</i>	<i>Matériaux constitutifs du barrage</i>
Très élevé	H > 100	V > 100	Groupe 1
Elevé	50 < H < 100	10 < V < 100	Groupe 2
Modéré	25 < H < 50	1 < V < 10	Groupe 3
Faible	H < 25	V < 1	Groupe 4

Signalons par ailleurs que le séisme s'est produit en fin de saison sèche comme le montre le tableau des précipitations moyennes 1971-2000 à Beichuan :

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
mm	5,9	11,4	22,8	52,6	97,3	135,3	370,8	350,4	206,6	64,4	18,6	4,1

Le débit des cours d'eau dans les jours qui ont suivi le 12 mai était donc un débit faible à modéré. De plus l'été 2008 a été relativement sec (par exemple, en juillet, précipitation de 125 mm, à comparer à la moyenne 370,8 mm).

### 3.6.2 Monographies : géologie et gestion des risques, comptes-rendus de visite (CFG)

#### 3.6.2.1 Introduction

La Figure 59 présente les différents itinéraires suivis par la mission CFGI.

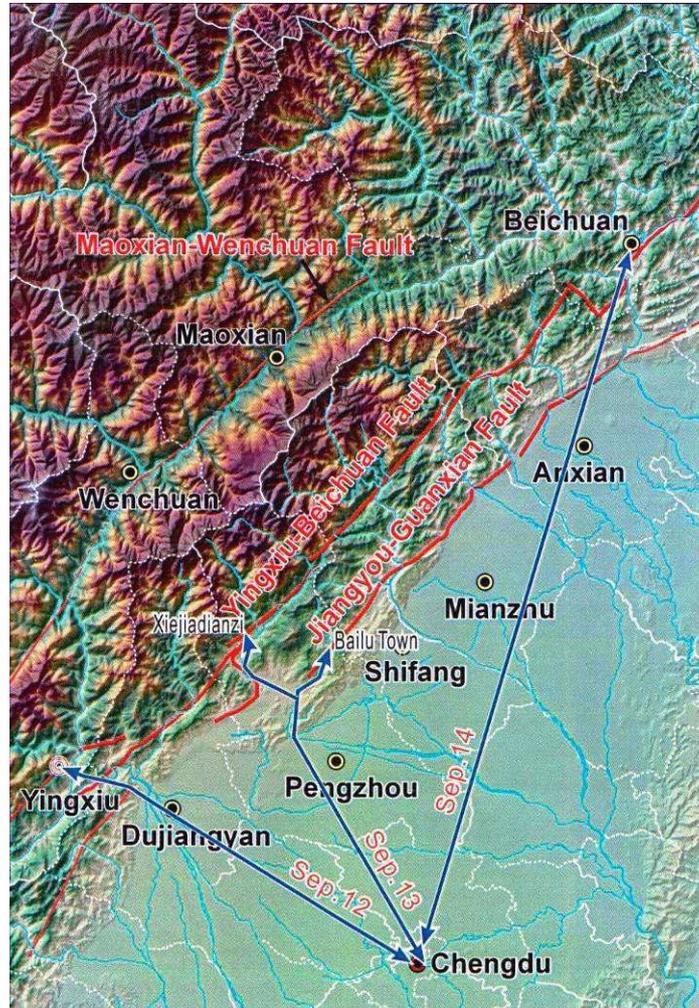


Figure 59 : Cadre géographique avec indication des secteurs d'excursion post-symposium (12, 13 et 14 septembre), analogues aux secteurs visités plus en détail les 15 et 16 septembre par la mission CFGI

#### 3.6.2.2 Le barrage de Tangjiashan

##### Éléments géologiques

Le barrage de Tangjiashan est situé sur la rivière Jian (appelée aussi Tongkou), 3,2 km à l'amont de la ville de Beichuan. Ses dimensions sont approximativement les suivantes : 600 m en travers de la vallée, 800 m le long de la vallée, hauteur de 82 à 124 m. Le volume éboulé est d'environ 24 hm<sup>3</sup>.

Le glissement rocheux affecte des formations sédimentaires cambriennes alternant roches dures et roches tendres. Il se serait produit dans la minute qui a suivi le séisme, parcourant une dénivellée de 540 m environ. C'est essentiellement un glissement banc sur banc, qui laisse un escarpement amont de grandes dimensions ; les débris ont remonté la rive opposée. On estime que la vitesse de déplacement a atteint 20 m/s.

Le corps du barrage se divise en trois couches (Figure 61). La couche supérieure se compose de fragments de roche et de sol ; la couche intermédiaire contient des gros blocs (2-3 m; jusqu'à 5 m) et des blocs (0,2 à 1,5 m) ; la couche inférieure montre des strates très altérées ayant conservé leur structure originale. Les couches supérieure et intermédiaire contiennent 10 % de gros blocs, 60 % de blocs, 20 % de fragments rocheux et 10 % de sol. La couche inférieure est moins perméable que les deux autres.

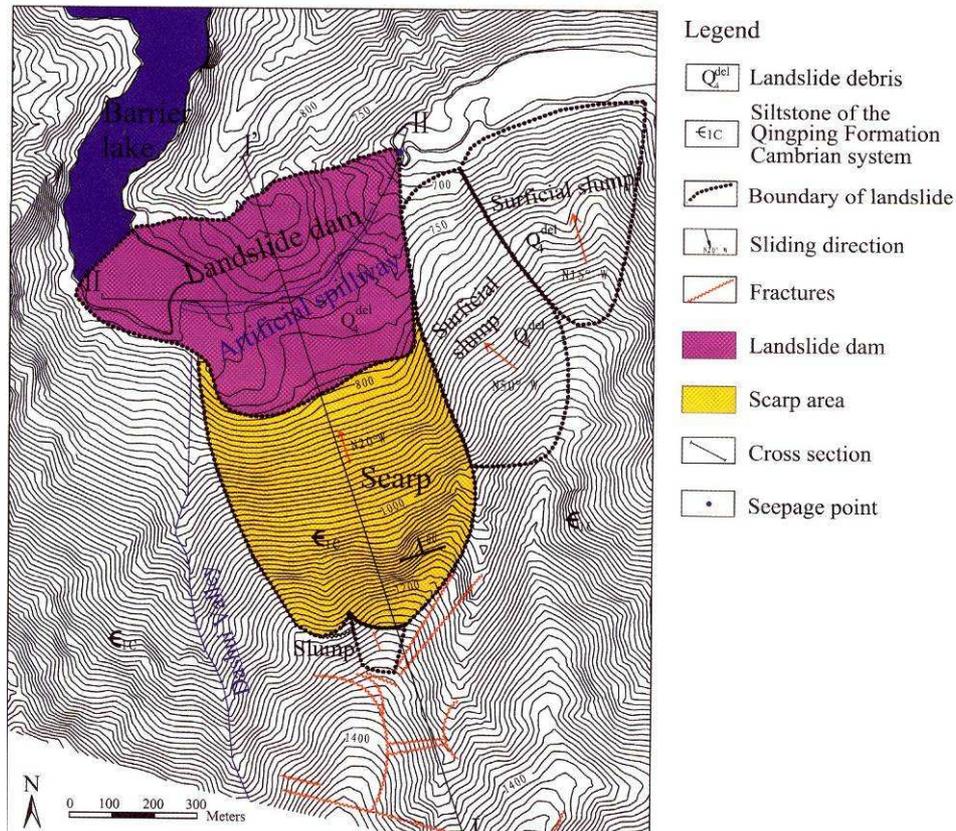


Figure 60 : Glissement de Tangjiashan ; l'aval est à l'est.

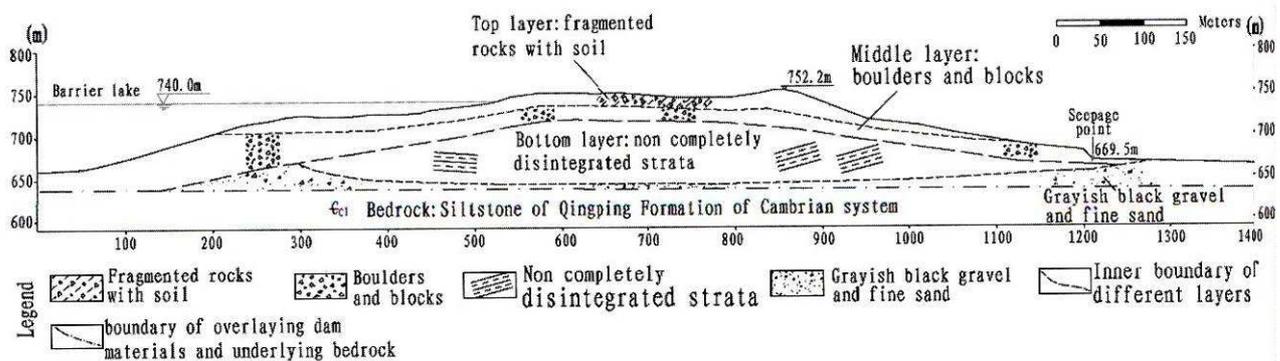


Figure 61 : Coupe amont-aval du barrage de Tangjiashan (d'après Qiang Xu et al., 2009)

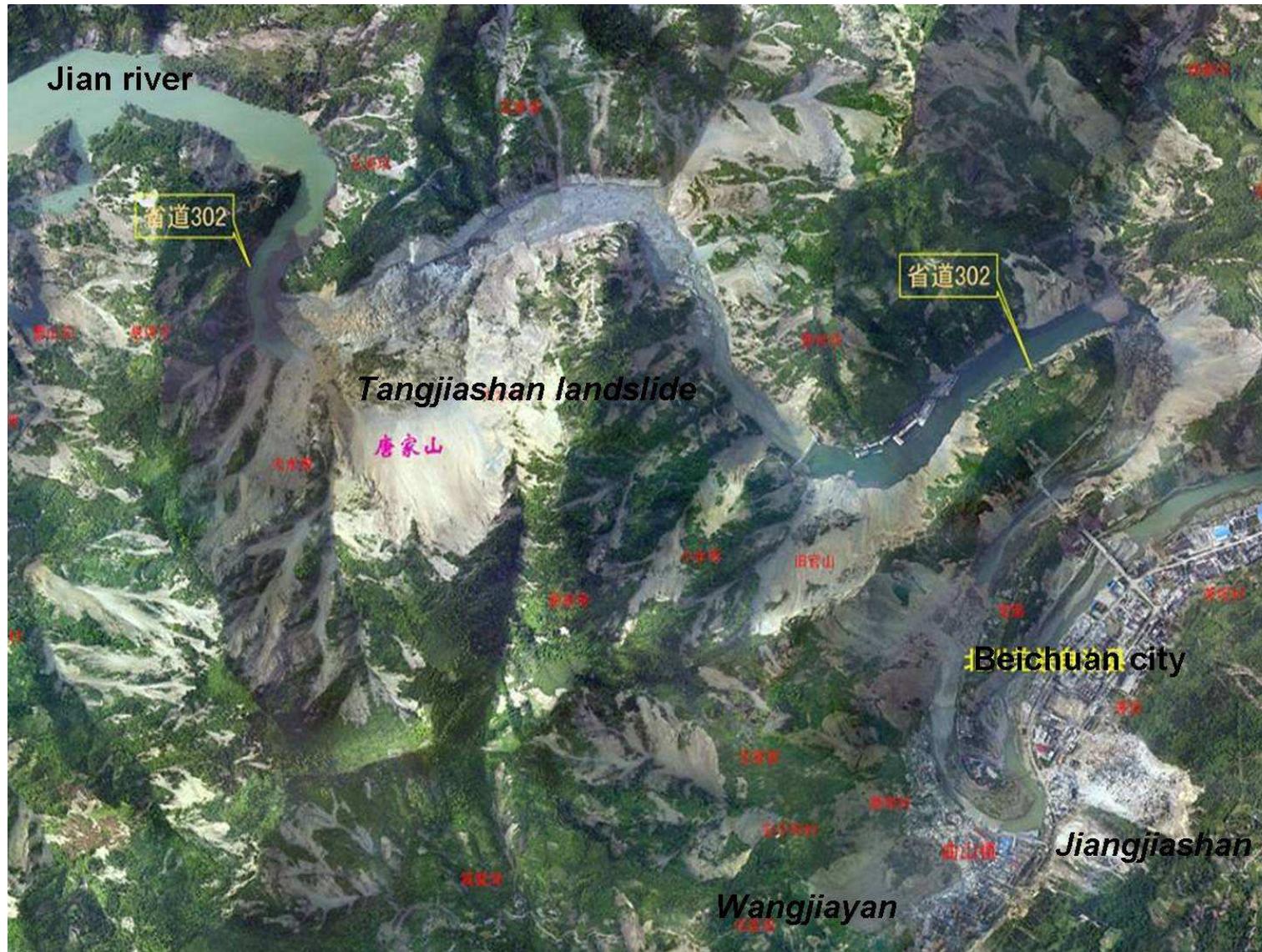


Figure 62 : Vue aérienne (communiquée par R.Q. Huang)

On peut observer le profil assez aplati du barrage dans le sens de la vallée.

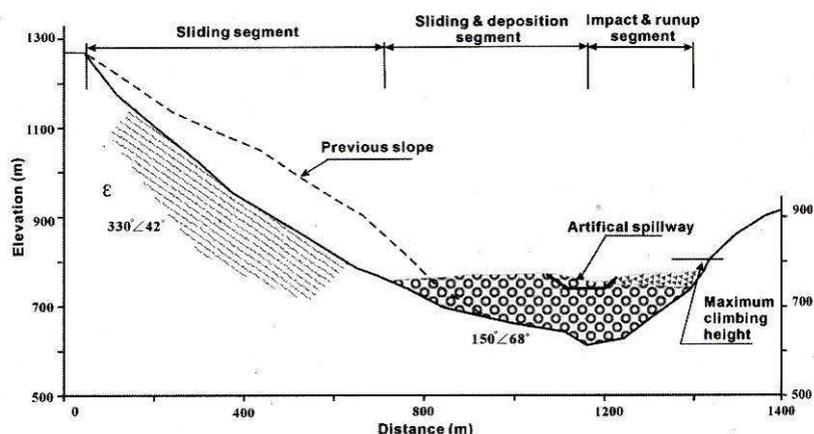


Figure 63 : Coupe schématique à travers le glissement de Tangjiashan (d'après Yin Y. et al., 2009)

Le seuil bas de la crête du barrage étant de 752 m, la retenue amont pourrait atteindre 300 hm<sup>3</sup>. Le lac amont s'étendait début juin sur plus de 20 km de long. Le bassin versant a une superficie de 4520 km<sup>2</sup>.

### La gestion du risque

Le glissement a fait 84 victimes directes.

Selon l'échelle de danger présentée dans le *Tableau 12*, le barrage de Tangjiashan présentait un danger très élevé. Trois autres barrages ont été formés à l'aval lors du séisme, et le risque de rupture en chaîne était réel.



Figure 64 : 10 juin 2008 (clichés aimablement communiqués par R.Q. Huang)

Fin mai, le niveau du lac montait de 1 à 1,5 m par jour. Le 29 mai, une venue d'eau importante est apparue sur le versant aval, avec un débit dépassant 1 m<sup>3</sup>/s.

Compte tenu du risque en cas de rupture (plus d'un million de personnes menacées à l'aval, en particulier à Beichuan et dans la ville de Mianyang, distante de 80 km), la décision a été prise de creuser un chenal à travers la masse éboulée, par engins mécanisés et explosif. A partir du 25 mai 2008, l'armée a oeuvré 7 jours et 6 nuits pour réaliser un chenal de 475 m de long et 12-13 m de

profondeur, de 8 m de largeur au fond, et d'une pente de 0,6 % dans la partie sommitale. 135 000 m<sup>3</sup> ont été terrassés, par 1100 travailleurs ; 26 boteurs étaient sur le chantier. Le 7 juin, le niveau du lac a atteint la cote de 740 m et l'eau a commencé à emprunter le chenal ; le volume de la retenue était à ce moment de 230 hm<sup>3</sup>.



Figure 65 : Le méandre de Beichuan : le 27 mai, avant surverse, avec très peu d'eau dans le lit ; le 10 juin au moment de la surverse (l'indication « Tangjiashan lake » est erronée, le glissement et le lac sont plus en amont)

Le 11 juin, le niveau du lac était descendu d'une trentaine de mètres et le volume de la retenue n'était plus que de 86 hm<sup>3</sup>. Le tableau suivant donne les débits au commencement de la surverse et la réduction de niveau et de volume du lac. Selon une formule empirique proposée par Costa (1985), du type  $Q = f(V, H)$ , où  $V$  est le volume maximale de la retenue et  $H$  la hauteur du barrage, le débit de pointe lors d'une rupture naturelle dépasserait 15 000 m<sup>3</sup>/s. D'autres estimations aboutissent à plus de 40 000 m<sup>3</sup>/s.

Tableau 13 : Débits de surverse et variations du niveau du lac

Date	Niveau du lac (m)	Débit de surverse (m <sup>3</sup> /s)	Volume du lac (hm <sup>3</sup> )
7 juin		10	
8 juin à 12 h	741,8	20	
9 juin à 17 h	743,0	50 ?	230-250
10 juin à 7 h 20	742,8	377	
10 juin à 8 h		500	
10 juin à 9 h	742,2	1710	
10 juin à 9 h 30		2400	
10 juin à 10 h	740,5	3240	
10 juin à 10 h 35		4300	
10 juin à 10 h 45		6440	
10 juin à 11 h	737,6	6500-6600	207
10 juin à 12 h	734,3	6500-6600	
10 juin à 13 h	730,5	5310	160
10 juin à 14 h	727,9	3380	
11 juin à 8 h 45		80	
21 juin	714		90

A Beichuan, le pic était de 6540 m<sup>3</sup>/s. A Tougkou, situé 33 km à l'aval, le pic de crue est passé à 14 h 30, avec un débit encore proche de 6500 m<sup>3</sup>/s.

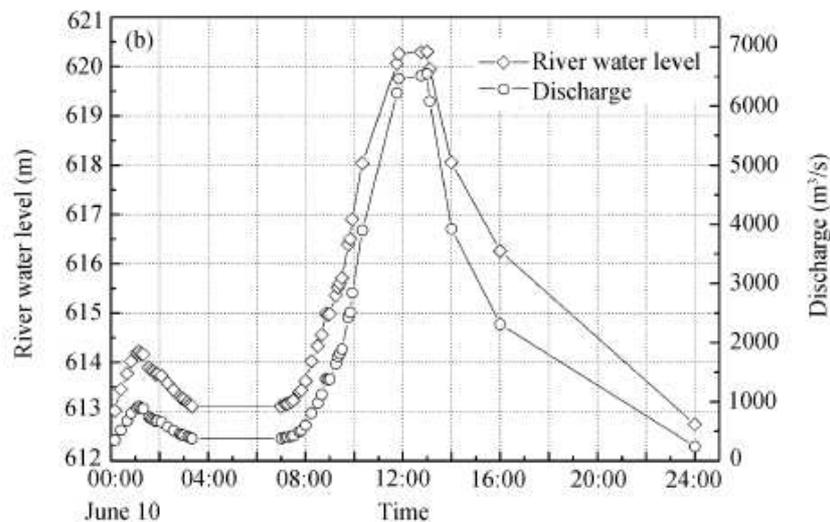


Figure 66 : Station hydrologique de Beichuan : hauteur d'eau et débit en fonction du temps (d'après Liu et al., 2009)

Après le déversement, le chenal artificiel s'est trouvé agrandi : largeur au fond de 100 à 140 m et profondeur de 10 à 60 m. Les hydrologues chinois estiment que le barrage naturel peut maintenant supporter sans danger une crue de période de retour 200 ans. Des calculs de stabilité en rupture circulaire ont montré que les versants aval et amont du barrage pouvaient être déstabilisés seulement si à la fois la retenue était à la cote 740 m ou plus, et un séisme d'intensité VIII survenait.

En 2009, des laves torrentielles ont obstrué le chenal et le niveau du lac a recommencé à monter. Un nouveau chenal était en cours de creusement en septembre 2009.

### 3.6.2.3 Le barrage de Daguangbao

Le glissement de Daguangbao est la plus volumineuse des instabilités déclenchées par le séisme de 2008 : 740 hm<sup>3</sup> de roches, principalement carbonatées du Dévonien et du Permien, se sont étalés sur 7,8 km<sup>2</sup>. La hauteur du barrage est de 600 m au seuil. Comme on le voit sur la Figure 67, les matériaux éboulés ont barré la vallée et sont remontés sur le versant opposé.

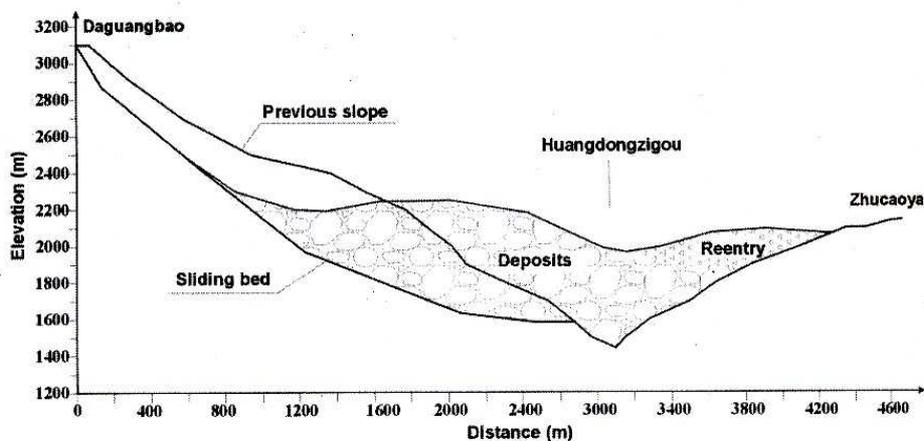


Figure 67 : Schéma de la morphologie des dépôts (d'après Yin Y et al., 2009)

#### 3.6.2.4 Les barrages sur la rivière Mianyuan

Les nombreuses ruptures de versants ont bloqué les communications dans la vallée, vers la ville de Qingping notamment, durant trois mois. Plusieurs barrages se sont formés. La rivière Mianyuan traverse des formations sédimentaires intensément plissées et fracturées. Le débit moyen de la rivière est de 17 m<sup>3</sup>/s; mais il peut varier de 3 m<sup>3</sup>/s à 2000 m<sup>3</sup>/s.



Figure 68 : Discussion sur document, avec des collègues chinois

#### Yangjiagou

Un éboulement de 900 000 m<sup>3</sup> a produit un barrage de 50-65 m de haut. Le matériau du barrage, un calcaire dolomitique, est d'une granularité assez grossière : 10 % d'éléments supérieurs à 80 cm, 50 % d'éléments supérieurs à 20 cm. Toutefois, en rive droite, le matériau est plus fin : 80 % d'éléments inférieurs à 5 cm.

En mesure d'urgence, un chenal a été creusé dans le barrage naturel.

### Yibadao

Une série d'éboulement de calcaire et dolomie de 2 hm<sup>3</sup> a barré la rivière sur 250 m de long. Un chenal a été creusé, mais le lac subsiste, rabaissé de 3 m environ.



*Figure 69 : Vue aérienne du secteur de Yibadao. On distingue plusieurs zones source de glissements rocheux et éboulements, ainsi que la partie aval du lac de barrage (la rivière s'écoule du haut en bas de la photo)*



*Figure 70 : Vue de la zone source aval du secteur de Yibadao*



*Figure 71 : Partie aval du chenal d'évacuation des eaux du barrage. Autre zone source (pentes dénudées) en arrière-plan*



*Figure 72 : Partie amont du chenal d'évacuation des eaux du barrage*



*Figure 73 : Zone source amont (rupture en dièdre) du secteur de Yibadao*



*Figure 74 : Vue du lac de barrage. Route submergée, sortant du lac en arrière-plan*



*Figure 75 : Vue du lac de barrage, avec habitations submergées*

Xiaogangjian (Figure 76 à Figure 82)

Le glissement affecte des calcaires et calcaires dolomitiques du Dévonien à fort pendage aval. D'un volume de 2,5 millions de m<sup>3</sup>, il comporte en particulier un « paquet glissé » de plus de 1 million de m<sup>3</sup>. Issu de la rive droite, il a créé un barrage d'une hauteur de 70 m. Le lac mesure 4 km de long, et une centaine de mètres de large. Le 4 juin, le lac amont contenait 11 millions de m<sup>3</sup> d'eau.

En juin 2008, un chenal de 80 m de long et de 20 m de profondeur a été creusé pour limiter la hauteur du lac (explosif pour réduire les gros blocs).

Une lave torrentielle, issue de la rive gauche, s'est produite à l'été 2009 face à l'éboulement de 2008 et a coupé la piste, bouché le chenal et fait remonter le niveau du lac, ennoyant la piste à l'amont du barrage ; des bateaux transportent les habitants entre amont et aval.

En septembre 2009, des pelles mécaniques étaient à l'oeuvre pour recréer le chenal et rouvrir la route. Il existe un projet de nouveau tracé, comportant plusieurs tunnels.



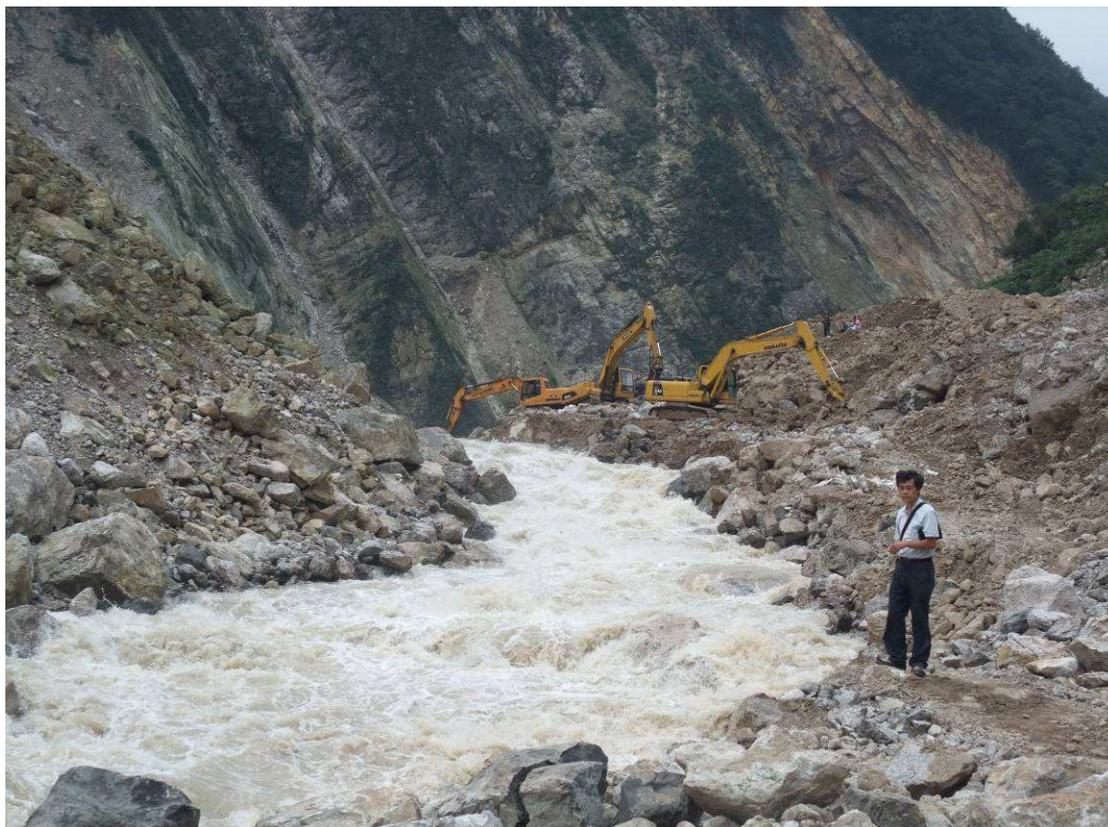
*Figure 76 : Vue aérienne du secteur de Xiagangjian. Noter le glissement principal formant barrage et l'importance des versants dénudés (glissements multiples, debris flows)*



*Figure 77 : Vue vers l'amont du glissement de Xiagangjian (en rive droite de la rivière Mianyuan)*



*Figure 78 : Vue vers l'aval, le glissement de Xiagangjian formant barrage*



*Figure 79 : Travaux en cours d'approfondissement du chenal d'évacuation des eaux du barrage. A gauche masses glissées du glissement de Xiagangjian (en rive droite), à droite dépôts de debris flows (en rive gauche)*



*Figure 80 : Accumulation de produits de debris flows (lave torrentielle) en rive gauche de la rivière Mianyuan, face au glissement de Xiagangjian. Travaux de rétablissement d'une piste en cours*



*Figure 81 : Vue de la partie aval du lac de barrage (et du glissement de Xiagangjian). Personnes en attente d'un bateau pour remonter vers l'amont de la vallée*



*Figure 82 : Lac de barrage de Xiaogangjian. Vue vers l'amont (un pylône de l'ancienne route émerge). La piste provisoire, visible sur la droite, a été envoyée suite à la formation du debris flow et la remontée du niveau du lac*

### **3.6.2.5 Les barrages sur la rivière Min**

#### Laohuzui (Figure 83 à Figure 87)

Situé 2 km en amont de Yangxi, au lieu-dit Gueule du tigre, un éboulement rocheux (granodiorites) a bloqué la rivière Min. Au bout de 80 jours, le bouchon a été dégagé à l'explosif (gros blocs) et à la pelle, et la route a été réouverte.

Le niveau du lac est descendu alors de 3 m.



*Figure 83 : Vue partielle de l'éboulement de Laohuzui. La route a été reconstruite depuis*



*Figure 84 : Eboulement de Laohuzui, vue générale de l'amont, avec le lac de barrage*



*Figure 85 : Vue du seuil et de la partie aval du lac de barrage*



Figure 86 : Vue vers l'aval du seuil en cours d'érosion. Noter la rive droite fortement érodée lors du phénomène de surverse

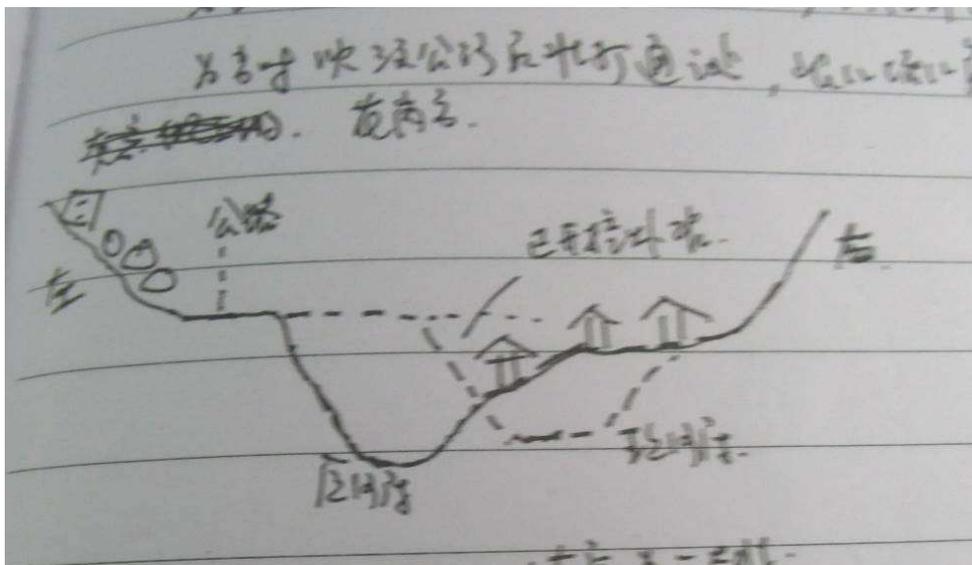


Figure 87 : Coupe schématique de la vallée avant (trait plein) et après (trait pointillé), d'après Yaojun Cai

Glissement de Douyapin



*Figure 88 : Glissement de Douyapin. La route a été rétablie depuis*



*Figure 89 : Amont du glissement de Douyapin avec lac de barrage.*

### Barrages dus à des laves torrentielles

Plusieurs laves torrentielles ont obstrué la rivière en septembre 2008 (*Figure 90* à *Figure 97*). Sur la *Figure 96*, on observe que plusieurs maisons – récemment construites, et qui avaient bien résisté au séisme – ont été ennoyées dans le lac amont. La surverse a engendré une baisse de niveau du lac de quelques mètres.

La *Figure 97* montre l'intense activité de dragage des sables que la rivière dépose dans le lac.



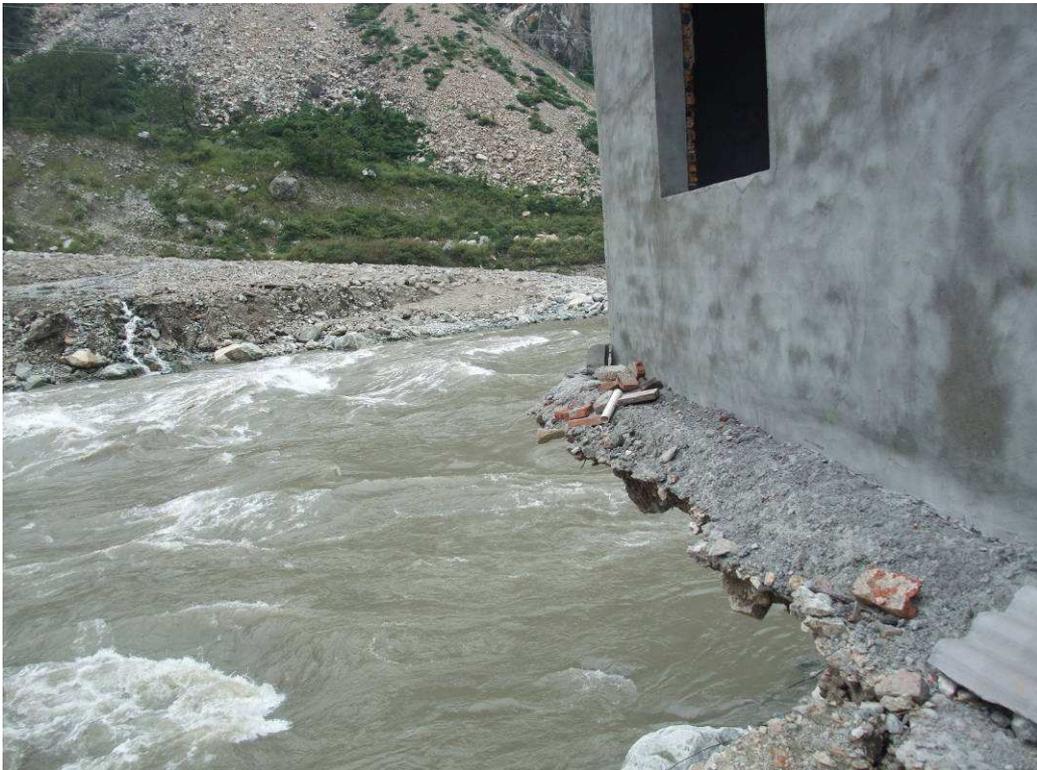
*Figure 90 : Lave torrentielle ayant barré la rivière. Seuil en cours d'érosion*



*Figure 91 : Lac de barrage en amont du dépôt de lave torrentielle*



*Figure 92 : Dépôts de debris flow ayant barré la vallée*



*Figure 93 : Erosion du seuil créé par les dépôts de debris flow, avec sous-cavage de fondations d'habitations sur la rive opposée*



*Figure 94 : Secteur plus en amont, avec autre lave torrentielle formant barrage*



*Figure 95 : Vue vers l'amont du lac de barrage*



*Figure 96 : Maison submergées par l'eau du lac de barrage*



*Figure 97 : Lac de barrage avec travaux de dragage destinés à récupérer du sable qui s'accumule dans la retenue*

Barrage dans la vallée industrielle de Taoguan, affluent de la rivière Min

Dans cette vallée de montagne (altitude 1300 m), l'éboulement de formations de granite leucocrates a formé un barrage d'une vingtaine de mètres de haut, constitué principalement d'éléments grossiers. Des barrages de correction torrentielle (check dam) ont été construits le long de cette rivière.



*Figure 98 : Versants déstabilisés par des glissements rocheux et des éboulements. Travaux de correction torrentielle par check dams*



*Figure 99 : Eboulement. Granulométrie très grossière*

Compte tenu de la bonne perméabilité du matériau et du faible débit du torrent lors de notre visite, toute l'eau percole à travers les éboulis et il n'y a pas surverse (*Figure 100*).



*Figure 100 : Eboulement précédent vu de l'amont. Barrage perméable à travers lequel toute l'eau s'infiltré*

#### 4. CONCLUSIONS TIREES DE LA MISSION CFGI ET ENSEIGNEMENTS POUR LE CAS DE SÉCHILIENNE

Le séisme de Wenchuan a déclenché des milliers de mouvements de versant dans diverses formations géologiques. Ceci s'explique par la très forte sollicitation sismique qui a frappé une région de relief accentué. Les géologues chinois ont eu à porter en urgence un diagnostic sur la stabilité résiduelle des versants et sur la sécurité des populations résidentes et des voies de communication. De nombreuses observations ont donc pu être faites et des études plus approfondies sont toujours en cours, tant la tâche est immense. Le retour d'expérience de la mission CFGI ne peut donner qu'un éclairage partiel sur le sujet des barrages de vallées, mais néanmoins des enseignements importants peuvent déjà être tirés, avec une portée générale et aussi dans la perspective d'une application au cas de Séchilienne.

A Séchilienne (Isère), en rive droite de la vallée de la Romanche, un mouvement de versant rocheux affecte des terrains métamorphiques et, depuis sa mise en évidence dans les années 1980, un éboulement majeur, susceptible de barrer la vallée, est considéré comme possible à plus ou moins long terme. A l'aval, des enjeux importants pourraient être concernés : la route de fond de vallée, menant en particulier aux stations de sports d'hiver, les captages d'eau potable de Jouchy, la ville de Vizille, les industries chimiques du sud-grenoblois, etc.



Figure 101 Le site de Séchilienne, vu de l'amont. On remarque l'étroitesse de la vallée au droit de l'éboulis actuel (Photo Symbhi).

C'est pourquoi le risque géologique est apparu très tôt comme couplé à un risque de type hydraulique. En 2004, dans le rapport « Huet »<sup>1</sup>, compte tenu de l'absence de données disponibles, des hypothèses de barrage d'une part, de rupture d'autre part, avaient été prises, assez pessimistes pour se placer du

1 Rapport du Conseil général des Ponts et Chaussées de mars 2005, par MM. Badré, Durville, Huet et Madier de Champvermeil.

côté de la sécurité. En particulier, le barrage naturel était supposé se rompre en une durée très brève, moins d'une heure, et les dommages pourraient alors être dramatiques.

Les scénarios d'évolution aujourd'hui envisagés à Séchilienne impliquent des ruptures mobilisant des volumes de 1 à 3 hm<sup>3</sup> à court terme, de 5-6 hm<sup>3</sup> cumulés à moyen terme et peut-être des volumes supérieurs à long terme. Les études de propagation et d'étalement des éboulis (*Figure 102*) conduisent à envisager la formation d'un barrage de la vallée, dès que les volumes atteignent environ 3 hm<sup>3</sup>. La hauteur du barrage augmente avec le volume éboulé, dans la mesure où les nouveaux éboulements prendraient leur origine au droit des premiers et viendraient alors s'accumuler par-dessus ceux-ci.

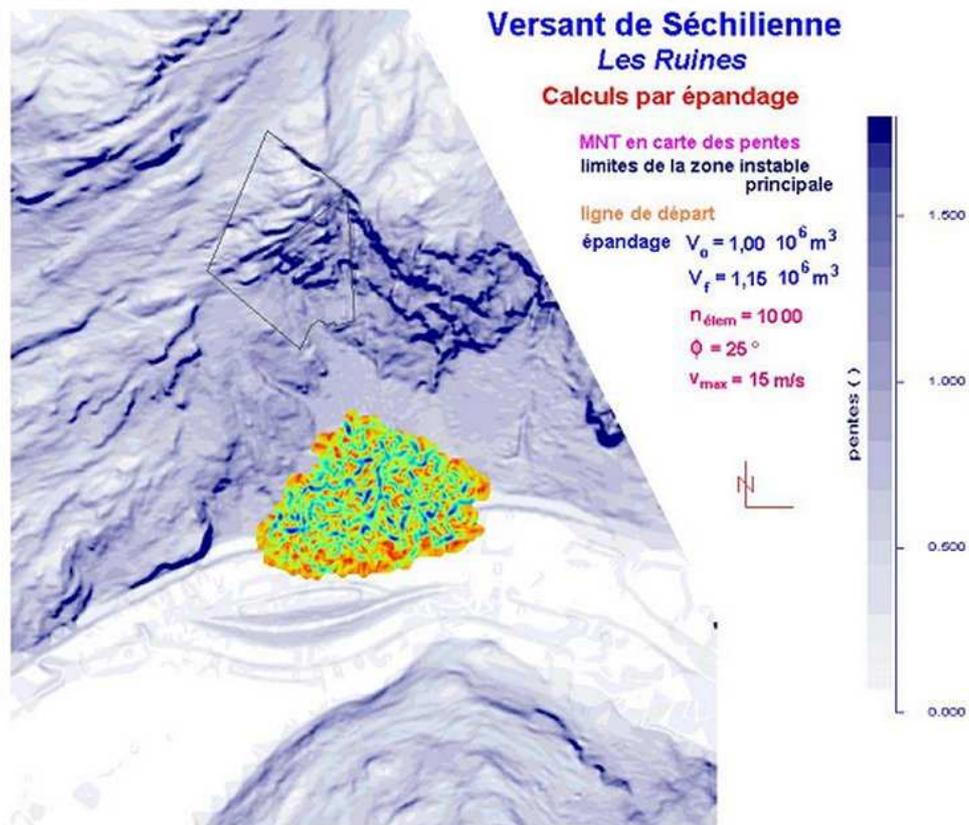


Figure 102 : Séchilienne : simulation d'un éboulement de 1 hm<sup>3</sup> (figure communiquée par J.-F. Serratrice)

Le volume d'eau retenu en amont par un barrage serait de 200 000 m<sup>3</sup> environ pour une hauteur de barrage (cote du seuil de déversement) de 6 m et de 1 100 000 m<sup>3</sup> pour une hauteur de 12 m.

La question de la stabilité de ce barrage naturel, en particulier lors du débordement du lac amont, est une question essentielle : le barrage résisterait-il à l'érosion ? De combien s'éroderait-il ? En combien de temps ? Quel serait alors le débit à l'aval ? Comment gérer ce risque ?

Au vu de l'importance de ces questions pour l'estimation des risques induits à l'aval, le Symbhi (Syndicat mixte du bassin hydraulique de l'Isère), chargé des études des parades depuis 2005, a demandé à la Compagnie nationale du Rhône une étude sur modèle réduit (1/60), qui a été réalisée en 2008 au laboratoire d'hydraulique de la CNR à Lyon. Vingt-quatre essais ont été réalisés, avec deux types de matériau (en taille réelle : D<sub>50</sub> = 50 mm et 100 mm), deux hauteurs de barrage et différents débits de la Romanche. Le processus de formation d'une brèche a été observé au cours des essais, et les débits sortants mesurés en fonction du temps.

Parallèlement à cette étude expérimentale, toute information issue de cas réels peut aider à mieux comprendre les mécanismes d'érosion et de formation de brèche et à identifier les principaux paramètres qui régissent ces mécanismes. Les barrages naturels du Sichuan apportent ainsi un éclairage intéressant, même si les conditions géologiques et hydrologiques sont différentes.

Le tableau suivant présente les paramètres clefs qui régissent les modalités de rupture du barrage naturel, inhérentes au barrage lui-même ou aux conditions hydrologiques.

*Tableau 14 : Scénarios de rupture, avec en référence les conditions hydrologiques de la Romanche*

<b>Barrage naturel</b>	<b>Conditions hydrologiques</b> <b>Importance de la crue (si rupture)</b>
- Cas de l'érosion interne : gradient hydraulique (pour simplifier : $H/L$ ) granularité des matériaux - Cas de l'érosion externe (surverse) : granularité longueur dans le sens de la vallée	Volume de la retenue Débit amont du cours d'eau lors de la formation de brèche

La première remarque qui s'impose est que les exemples chinois sont de dimensions bien plus grandes qu'à Séchilienne, où la hauteur des barrages envisagés ne dépasse guère 10-12 m et le volume de la retenue ne va guère au-delà de 1 million de m<sup>3</sup>, et encore faut-il considérer le risque à moyen terme pour arriver à ces chiffres. D'après le *Tableau 12*, Séchilienne se situerait dans la classe de danger faible, éventuellement modéré s'agissant du risque à moyen ou long terme. Mais il faut remarquer que cette classification est en réalité une classification d'aléa, qui ne prend pas en compte l'importance des enjeux.

L'importance de la granularité du barrage a été signalée. La plupart des barrages naturels qui se sont formés après le séisme du 12 mai 2008 sont constitués de matériaux rocheux, avec une granularité assez grossière. La présence de gros blocs (plusieurs m<sup>3</sup>) limite l'érosion et un équilibre (provisoire ?) s'installe par suite du pavage du chenal, que celui-ci soit artificiel ou naturel. A Séchilienne, la proportion de fines devrait être non négligeable, compte tenu de la pénétration de l'altération au sein des formations métamorphiques qui composent le versant, mais on doit s'attendre à trouver aussi des gros blocs rocheux, ce qui rapproche de la situation chinoise.

Au Sichuan, les formes de barrages, dans le sens de la vallée, sont assez étalées, en liaison avec la dynamique assez rapide des mouvements de terrain ; cette morphologie est favorable à la stabilité. De fait, on n'a pas été informé de ruptures brutales et le processus d'érosion s'est déroulé progressivement, même si des débits de surverse ont pu atteindre des valeurs élevées. A Séchilienne, les modélisations réalisées par L. Rochet concluent à un étalement assez prononcé du cône d'éboulis, ce qui conduit à prévoir également des érosions progressives du barrage naturel.

Les solutions de prévention de la rupture, après formation d'un barrage, sont de trois types :

- creusement d'un chenal d'évacuation,
- pompage de l'eau de la retenue,
- creusement d'une galerie de dérivation, en général dans un versant de la vallée.

La première solution peut être mise en oeuvre rapidement, mais il faut quand même disposer de plusieurs jours pour amener le matériel de travaux publics et organiser le chantier. La seconde n'est applicable que pour une durée limitée, avec des débits modérés. La troisième solution ne peut se réaliser rapidement et dans la plupart des cas la surverse survient avant qu'elle puisse être réalisée.

Les Chinois ont systématiquement creusé un chenal pour réduire la hauteur du barrage et limiter l'importance du lac amont, mais ils ont eu le temps (typiquement, une quinzaine de jours). Ceci s'explique par plusieurs facteurs : volume important du réservoir amont, précipitations et donc débits incidents faibles à modérés en mai 2008, perméabilité moyenne à forte des matériaux éboulés.

A Séchilienne, le remplissage de la retenue peut se faire en quelques heures ou quelques dizaines d'heures, pour peu que l'on ne soit pas en étiage, et il sera très difficile d'intervenir avant surverse. Ce sont des conditions nettement plus défavorables que dans la plupart des sites du Sichuan.

Dans la majorité des barrages chinois, l'érosion lors de la surverse, naturelle ou aidée par l'intervention humaine, a creusé ou surcreusé un chenal, mais il ne s'est pas formé une brèche totale dans le corps du barrage, et un lac subsiste encore aujourd'hui à l'amont. Certaines situations sont d'ailleurs aujourd'hui considérées comme à risque par les géologues chinois, qui n'ont pas encore

décidé d'une solution de mise en sécurité définitive. La question se posera à Séchilienne, de parfaire le travail de la nature, par exemple en utilisant des chasses contrôlées depuis les barrages EdF, pour réduire le volume de la retenue, voire l'annuler complètement.

Un autre enseignement du séisme chinois est la fréquence des événements secondaires venant rehausser le barrage ou obstruer le chenal existant. A Séchilienne, des éboulements secondaires sont probables après un événement majeur, et de tels scénarios doivent être envisagés, impliquant des risques résiduels au droit de l'éboulement principal.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

### Références relatives au séisme de Wenchuan

Hinks J. (2009). *China shares experience and lessons from the Wenchuan earthquake. Part 2: observations of the behaviour of the dams*. Hydropower and dams, Issue 3, p. 107-110.

Hu X. et al. (2009). *Analysis of dam-breaking mode of Tangjiashan Barrier Dam in Beichuan County*. Proc. Int. Symp. on Geological Engineering Problems in major Construction Projects, Chengdu, China, vol. 2, pp. 559-566.

Hu X. et al. (2009). *Development features and evaluation of blocking dangers of big ditch debris flow in Tangjiashan dammed lake*. Proc. Int. Symp. on Geological Engineering Problems in major Construction Projects, Chengdu, China, vol. 2, pp. 918-925.

Huang R.Q., Li W.L. (2009). *Analysis of the geo-hazards triggered by the 12 May 2008 Wenchuan earthquake, China*. Bull. Eng. Geol. Environ. **68**, n°3, pp. 363-371.

Huang R. Q., Li Y. S., Li W. L. (2009). *Engineering geological evaluation of reconstruction sites following the Wenchuan earthquake*. Bull. Eng. Geol. Environ. **68**, n°4, pp. 449-458.

Li W.L., Huang R.Q., Tang C. (2009). *Landslides triggered by « 5.12 » Wenchuan earthquake in the Minayuan River Basin, China*. Proc. Int. Symp. on Geological Engineering Problems in major Construction Projects, Chengdu, China, vol. 2, pp. 949-960.

Liu N., Zhang J., Lin W., Cheng W., Chen Z. (2009). *Draining Tangjiashan Barrier Lake after Wenchuan Earthquake and the flood propagation after the dam break*. Science in China Series E: Technological sciences, **52**, 801-809.

Tang C., Zhu J., Li W.L., Liang J.T. (2009). *Rainfall-triggered debris flow following the Wenchuan earthquake*. Bull. Eng. Geol. Environ. **68**, n°2, 187-194.

Wang F., Cheng Q., Highland L., Miyajima M., Yan C. Wang H. (2009). *Preliminary investigation of some large landslides triggered by the 2008 Wenchuan earthquake, Sichuan Province, China*. Landslides **6**, pp. 47-54.

Wang S. (2009). *2008 Hans Cloos lecture. Seismic geo-hazard assessment of engineering sites in China*. Bull. Eng. Geol. Environ. **68**, n°2, pp. 145-159.

Xu Q., Fan X.M., Huang R.Q. (2009). *Landslide dams triggered by the Wenchuan earthquake, Sichuan Province, south west China*. Bull. Eng. Geol. Environ. **68**, n°3, pp. 373-386.

Xu Zeping (2009). *Performance of the Zipingpu concrete faced rockfill dam during the Wenchuan earthquake*. Hydropower & dams, Issue three, pp. 89-92.

Yin Y., Zheng W., Li X., Sun P., Li B. (2009). *Occurrence of catastrophic landslides in the Wenchuan 8.0 earthquake zone*. Proc. Int. Symp. on Geological Engineering Problems in major Construction Projects, Chengdu, China, vol. 1, pp. 80-99.

### Autres références

Azzoni A., Chiesa S., Frassoni A., Govi M. (1992). *The Valpola landslide*. Engineering geology, **33**, pp. 59-70.

- Brunsdon D. et Prior D. B. (Editor) (1984). *Slope instability*. John Wiley & Sons, 620 p.
- Cojean R, 1993. *Les mouvements de versants et la stabilité des talus. Analyse, modélisation, prévention*. Cours de l'Ecole des Mines de Paris. 106p. et annexes.
- Cojean R. & Pollet N., 2005. *The slab-on-slab model as a key model to hazard assessment related to large slope instabilities*. EGU 2005.
- Cruden D.M. et Krahn J. (1978). *Frank rockslide, Alberta, Canada*. In Voight B.: *Rockslides and avalanches*, 1, Elsevier, pp.97-112.
- Durville J.-L., Bonnard C., Pothérat P. (2009). *The Séchilienne (France) landslide: a non typical progressive failure implying major risks*. Proc. of the International Symposium and the 7th Asian Regional Conference IAEG, Chengdu, China, vol. 1, pp. 165-171.
- Ermini L. & Casagli N. (2002). *Criteria for a preliminary assessment of landslide dams evolution*. In *Landslides*, Rybar, Sternbeck & Wagner ed., ISBN 90 5809 393 X, pp. 157-162.
- Flageollet J.C. (1989). *Les mouvements de terrain et leur prévention*. Masson, Collection géographie, 224 p.
- Goguel J. (1968). *Les enseignements du glissement de Pontamafrey*. Bull. BRGM, série 2, section 2, n°3, pp.55-62.
- Goguel J. (1978). *Scale dependent rockslide mechanisms, with emphasis on the role of pore fluid vaporization*. In B. Voight : *Rockslides and avalanches*, 1, Elsevier, pp.694-705.
- Govi M. (1989). *The 1987 landslide on Mount Zandila in the Valtellina, Northern Italy*. *Landslide News*, n°3, pp.1-3.
- Guillemin P. (1996). *Les barrages naturels consécutifs à des éboulements en grande masse – Risque de rupture brutale – Étude bibliographique*. Rapport interne du CETE de Lyon, 80 p.
- Hadley I.B. (1978). *Madison Canyon rockslide, Montana, USA*. In Voight B.: *Rockslides and avalanches*, 1, Elsevier, pp.167-180.
- Hsü K.J. (1978). *Albert Heim: Observations on landslides and relevance to modern interpretations*. In Voight B.: *Rockslides and avalanches*, 1, Elsevier, pp.71-93.
- Kaliser B.N., Fleming R.W. (1986). *The 1983 landslide dam at Thistle, Utah*. Proc. Conf. on landslide dams: processes, risk and mitigation. Seattle, 7 April 1986. ASCE Geot. special Publ. n° 3.
- Keefer D. K. (1984). *Landslides caused by earthquakes*. Geological Society of America Bulletin, v. 95, p. 406-421.
- Plafker G. et Ericksen G.E. (1978). *Nevados Huascaran avalanches, Peru*. In *Rockslides and avalanches*, 1, B. Voight, Elsevier, pp.277-314.
- Pollet N. (2004). *Mouvements gravitaires de grandes masses rocheuses. Apport des observations de terrain à la compréhension des processus de propagation et de dépôt. Applications au cas de La*

*Madeleine (Savoie, France), Flims (Grisons, Suisse) et Köfels (Tyrol, Autriche)*. Thèse de l'Ecole des Mines de Paris.

Rodriguez CE, Bommer JJ, Chandler RJ (1999). *Earthquake induced landslides : 1980-1997*. Soil Dyn Earthq Eng. 18: 325-346.

Sassa K. (1985). *The geotechnical classification of landslides*. IVth International Conference and Field Workshop on landslides, Tokyo, pp.31-40.

Schuster R.L., Costa J.E. (1986). *A perspective on landslide dams*. Conf. on landslide dams: processes, risk and mitigation. Seattle, 7 April 1986. ASCE Geot. special Publ. n° 3.

Varnes D.J. (1958). *Landslides types and processes. Landslides and Engineering practice*. Highway Research Board Special Report 29, Nat. Acad. Sc., 544, pp.20-47.

Varnes D.J. (1978). *Slope movement types and processes. In Landslides: Analysis and control*. Transportation Research Board Special Report 176, Nat. Acad. Sci. Washington D.C., pp.11-33.

Veder C. (1981). *Landslides and their stabilisation*. Springer-Verlag, 247 p.

Voight B. (Editor) (1978). *Rockslides and avalanches, 1, Natural Phenomena*, 833 p., 2 Engineering Sites, 850 p., Elsevier.

Voight B. et Kennedy B.A. (1979). *Slope failure of 1967-1969, Chuquicamata mine, Chile*. In Voight B. *Rockslides and avalanches, 2*, Elsevier, pp.595-632.

Voight B. (1989). *Materials science law applies to time forecasts of slope failure*. Landslide News, n°3, pp.8-11.

Zaruba Q. et Mencl V. (1969). *Landslides and their control*. Academia Praha, Elsevier, 205 p.

Zaruba Q. et Mencl V. (1982). *Landslides and their control*. Academia Praha, 2ème édition, Elsevier, 324 p.