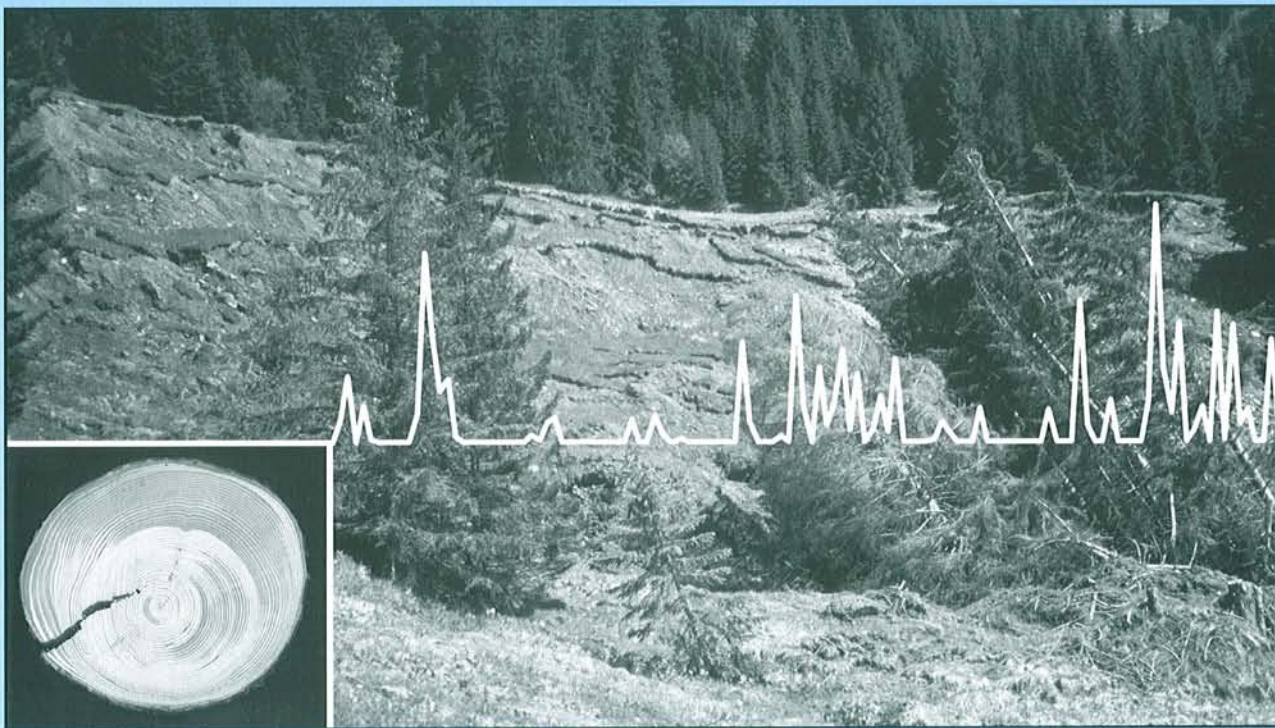


Daniel OSWALD

Analyse de l'activité de glissements de terrain et relation avec les conditions climatiques: Exemples dans les Préalpes fribourgeoises (Suisse)



DÉPARTEMENT DE GÉOSCIENCES – GÉOLOGIE ET PALÉONTOLOGIE
UNIVERSITÉ DE FRIBOURG (SUISSE)

**Analyse de l'activité de glissements de terrain et
relation avec les conditions climatiques :
Exemples dans les Préalpes fribourgeoises (Suisse)**

THÈSE

présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Fribourg (Suisse)
pour l'obtention du grade de *Doctor rerum naturalium*

Daniel OSWALD

de Fribourg, Suisse

Thèse N° 1417

Multiprint SA, Fribourg, 2003

Acceptée par la Faculté des Sciences de l'Université de Fribourg (Suisse)

sur la proposition de:

Prof. Christian CARON, Université de Fribourg (Suisse)

Dr. Hugo RAETZO, Office Fédéral des Eaux et de la Géologie, Bienne (Suisse)

Prof. Imre MÜLLER, Université de Neuchâtel (Suisse)

Prof. André STRASSER, Université de Fribourg (Suisse)

Fribourg, le 24 juin 2003



Le Doyen: Prof. Dionys BAERISWYL



Directeur de thèse: Prof. Christian CARON

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ	3	3 - MESURES DE DÉPLACEMENT	
ABSTRACT	5	3.1. INTRODUCTION	25
ZUSAMMENFASSUNG	7	3.2. GPS (GLOBAL POSITIONING SYSTEM)	25
AVANT-PROPOS	9	3.2.1. Principe	25
		3.2.2. Mode de positionnement	
		et sources d'erreurs	25
1 - INTRODUCTION		3.2.3. Mesures et traitement des données	27
1.1. OBJECTIFS ET DÉMARCHES	11	3.2.4. Précision des mesures	28
1.2. MÉTHODOLOGIE	12	3.2.5. Interprétation des données	28
1.3. SITES D'ÉTUDE	13	3.2.6. Critique de la méthode	29
1.4. TERMINOLOGIE ET DÉFINITIONS	14	3.3. MESURES DE DISTANCE PAR LASER	30
1.4.1. Type d'instabilités	14	3.3.1. Principe	30
1.4.2. Classification des glissements		3.3.2. Le théodolite	30
de terrain	15	3.3.3. Le Disto™	31
1.4.3. Facteurs d'instabilités	15	3.3.4. Le DICLAS	32
		3.4. AUTRES MÉTHODES	33
2 - DENDROGÉOMORPHOLOGIE		3.4.1. Mesures de distance par câble	33
2.1. INTRODUCTION	17	3.4.2. Inclinométrie	34
2.1.1. Définition	17		
2.1.2. Principe et objectifs	17	4 - GLISSEMENT DU HOHBERG	
2.2. ÉCHANTILLONNAGE	18	4.1. GÉNÉRALITÉS	37
2.2.1. Technique d'échantillonnage	18	4.1.1. Situation et description du glissement	37
2.2.2. Choix des échantillons	18	4.1.2. Historique et état des connaissances	37
2.3. CALAGE DENDROCHRONOLOGIQUE	19	4.1.3. Domaines étudiés et collaborations	40
2.3.1. Préparation des échantillons	19	4.2. GÉOLOGIE ET CARTOGRAPHIE	41
2.3.2. Calibration par "crossdating"	19	4.2.1. Cadre structural et stratigraphie	41
2.4. ANALYSE DES BOIS DE RÉACTION	20	4.2.2. Le Flysch du Gurnigel	41
2.4.1. Principe de la méthode	20	4.2.3. La zone de Mélange	43
2.4.2. Démarche	21	4.2.4. Les Préalpes Médiannes Plastiques	44
2.5. ANALYSE DE L'EXCENTRICITÉ	21	4.2.5. Les dépôts quaternaires	46
2.5.1. Principe de la méthode	21	4.2.6. Carte des instabilités	46
2.5.2. Démarche	21	4.3. RECONNAISSANCES EN PROFONDEUR	48
2.6. DISCUSSION ET SYNTHÈSE		4.3.1. Méthode directe par forages	48
DES MÉTHODES	23	4.3.2. Méthode indirecte par géophysique	50
2.6.1. Type A - activité du glissement	23	4.4. HYDROLOGIE ET HYDROGÉOLOGIE	52
2.6.2. Type B - accélération du glissement	23	4.4.1. Carte des points d'eau	52

4.4.2. Perméabilité	53
4.4.3. Paramètres physiques et chimiques	54
4.4.4. Synthèse sur le fonctionnement hydrogéologique	59
4.5. MESURES DE DÉPLACEMENT	61
4.5.1. Mesures GPS	61
4.5.2. Mesures de distance en continu	63
4.5.3. Autres mesures	65
4.6. ANALYSE DENDROGÉOMORPHOLOGIQUE	67
4.6.1. Echantillonnage	67
4.6.2. Calage dendrogéomorphologique	67
4.6.3. Evolution de l'activité du glissement entre 1920 et 2000	67
4.6.4. Variation spatiale de l'activité	70
4.7. ANALYSE CLIMATOLOGIQUE	71
4.7.1. Introduction	71
4.7.2. Précipitations efficaces	72
4.7.3. Pluie et neige	73
4.8. RELATION ACTIVITÉ - CLIMAT	73
4.8.1. Introduction	73
4.8.2. Evolution sur le moyen terme	73
4.8.3. Evolution sur le court terme	76
4.8.4. Evolution sur le très court terme	78
4.9. SYNTHÈSE DES RÉSULTATS	79
4.9.1. Evaluation du danger	79
4.9.2. Travaux d'assainissement	80
4.9.3. Mesures de surveillance	81

5 - AUTRES SITES

5.1. GLISSEMENT DE VILLARBENEY	83
5.1.1. Situation et description du glissement	83
5.1.2. Contexte géologique	

et descriptions lithologiques	83
5.1.3. Historique et état des connaissances	85
5.1.4. Hydrologie et hydrogéologie	86
5.1.5. Mesures de déplacement	88
5.1.6. Analyse dendrogéomorphologique	90
5.1.7. Analyse climatologique	92
5.1.8. Relation activité - climat	92
5.1.9. Evaluation du danger	94
5.2. GLISSEMENT DE FALLI HÖLLI	95
5.2.1. Situation et description du glissement	95
5.2.2. Mesures de déplacement	96
5.2.3. Analyse dendrogéomorphologique	97
5.2.4. Relation activité - climat	98
5.2.5. Evaluation du danger	102

6 - DISCUSSION ET SYNTHÈSE

6.1. BILAN CRITIQUE	
DES RELATIONS ACTIVITÉ - CLIMAT	103
6.1.1. Mesures de déplacement	103
6.1.2. Analyse dendrogéomorphologique	103
6.1.3. Analyse climatologique	104
6.2. COMPARAISON ENTRE LES DIFFÉRENTS SITES D'ÉTUDE	104
6.3. PRÉVISION - HORIZON 2100	106
6.3.1. Prévision sur l'évolution du climat	107
6.3.2. Prévision sur l'évolution des glissements	108

BIBLIOGRAPHIE	111
ANNEXES	117
CURRICULUM VITAE	147

RÉSUMÉ

Les glissements de terrain profonds (> 10 m) sont généralement caractérisés par des phases d'accélération alternant avec des périodes d'accalmie, mais le plus souvent sans montrer de réelle stabilisation. Il est donc difficile d'étudier l'évolution de l'activité compte tenu de la continuité des mouvements. Pour cela, une méthode d'analyse a été mise en place afin de reconnaître avec précision l'évolution récente (20^{ème} siècle) et actuelle de l'activité d'un glissement profond, et tenter d'établir des pronostics quant à son évolution future. Cette méthode constitue une étape intermédiaire, se situant entre le travail préliminaire de reconnaissance des phénomènes instables (carte des phénomènes et de danger par exemple) et les investigations engagées lors de l'assainissement d'un site. Pour tester et valider cette méthode, trois glissements profonds, localisés dans les Préalpes fribourgeoises, ont été retenus: il s'agit du glissement du Hohberg comme de site référence ainsi que ceux de Villarbeney et de Falli Hölli pour comparaison.

La reconnaissance des variations d'activité au cours du 20^{ème} siècle a été entreprise au moyen de la dendro-géomorphologie. Une méthode d'analyse, développée dans le cadre de ce projet pour l'étude des glissements profonds, a permis de mettre en évidence non seulement l'évolution générale de l'activité des glissements mais également les variations précises de l'intensité des accélérations (à une échelle plus ou moins annuelle). Au glissement du Hohberg, une augmentation des mouvements a été observée au début des années 1950 et, depuis le milieu des années 1980, les accélérations se sont intensifiées; les années les plus actives étant 1987-88, 1994, 1995 et 1999. Cette même analyse effectuée sur le glissement de Villarbeney a également indiqué un accroissement de l'activité au cours des années 1950. En revanche, le couloir principal de ce glissement a montré un réel ralentissement depuis les années 1980, vraisemblablement occasionné par des

travaux d'assainissement. Quant au glissement de Falli Hölli, les variations d'activité enregistrées au cours du 20^{ème} siècle ont révélé des similitudes évidentes avec celles du Hohberg, du moins jusqu'en 1994. En effet, le glissement de Falli Hölli a subi une crise catastrophique au printemps 1994 qui l'a conduit, par la suite, à un état de relative "passivité".

En outre, des mesures de déplacements ont été effectuées afin de déterminer avec exactitude le moment du déclenchement des accélérations. Sur le glissement du Hohberg, une accélération majeure survenue en hiver-printemps 1999 a pu être intégralement suivie, grâce entre autres à l'utilisation d'un appareil de mesures laser qui enregistre des distances en continu (DICLAS). De même, sur le glissement de Falli Hölli, des mesures GPS très rapprochées ont permis de définir avec précision l'évolution des vitesses caractérisant la crise catastrophique de 1994.

Les données d'activité récente et actuelle ont ensuite été confrontées aux principaux paramètres climatiques susceptibles d'avoir une influence sur la stabilité. Il s'agit des précipitations (brutes et efficaces), de la température ainsi que des chutes de pluie et de neige. Les essais de corrélation ont été réalisés à trois échelles temporelles distinctes, à savoir le moyen (échelle pluriannuelle), le court (échelle saisonnière à annuelle) et le très court terme (échelle journalière à mensuelle).

Au niveau du moyen terme, le lien entre l'activité générale du glissement et l'évolution des conditions climatiques a été défini pour une période de 20 ans au glissement du Hohberg, de 15 ans à Falli Hölli et de 8 ans à Villarbeney. Ces résultats démontrent la grande sensibilité du glissement de Villarbeney à l'égard des variations climatiques, probablement due à la présence d'une masse active moins volumineuse et un bassin versant moins étendu qui diminue le temps de transit

de la recharge du glissement en eaux souterraines. Sur le site du Hohberg, les précipitations et les pluies annuelles ont été reconnues comme étant les paramètres climatiques les plus influents sur l'évolution de l'activité. Par ailleurs, l'influence des précipitations et des pluies hivernales a également été démontrée. En revanche, l'incidence des variations des chutes de neige est minime, ou en tout cas largement moins marquée que celle des pluies. Quant aux températures, les corrélations ont mis en évidence un lien très probable entre l'augmentation de l'activité et le réchauffement sur le moyen terme. En ce qui concerne le glissement de Falli Hölli, les essais de corrélations ont révélé des influences quasi identiques, à l'exception du fait qu'aucun lien préférentiel n'a été établi entre les chutes de pluie et de neige. Quant au glissement de Villarbeney, la principale différence observée concerne l'absence de corrélation avec les températures.

L'étude de l'influence des variations de court terme a démontré que seules les précipitations et les pluies avaient une incidence certaine sur les phases d'accélération majeure du glissement du Hohberg, et ceci tant au niveau des conditions estivales que hivernales. En revanche, la neige et la température indiquent clairement une influence moindre. Cette tendance, valable également pour le site de Falli Hölli, n'a toutefois pas été reconnue au glissement de Villarbeney qui semble peu influencé par les variations climatiques de court terme.

Des conditions de très court terme propices au déclenchement d'une accélération ont été observées lors de l'accélération de 1999 du glissement du Hohberg et durant l'événement catastrophique de Falli Hölli en 1994. Dans les deux cas il s'agissait de conditions printanières défavorables où des périodes de fonte ont été associées à des chutes de pluies. Dans ce cas, tous les paramètres climatiques prédéfinis peuvent être considérés comme influents sur la stabilité du glissement.

L'étape ultime de cette étude s'est concentrée sur les prévisions de l'évolution des glissements pour le 21^{ème} siècle. Les résultats, basés sur les scénarios de l'IPCC (2001; OcCC, 2002) ont indiqué une tendance défavorable pour les glissements du Hohberg et de Falli Hölli. Toutefois, une interrogation subsiste concernant l'incidence de la probable disparition du manteau neigeux à moyen terme. Il a été supposé que l'augmentation de la température prévue pour 2050, estimée à 1.5 – 2 °C, ne soit pas suffisante pour faire disparaître entièrement le manteau neigeux hivernal. Par conséquent, la présence de fonte massive peut être préservée. En revanche, après 2050, il est probable que le réchauffement implique la disparition quasi complète du stock neigeux, annulant ainsi les conditions de fonte printanière. Quant au glissement de Villarbeney, la tendance évolutive a été moins bien établie, notamment en raison du problème lié au réchauffement hivernal.

Mots-clés: *glissement profond, Préalpes fribourgeoises, activité, accélération, dendrogéomorphologie, mesures de déplacement, conditions climatiques, prévisions (21^{ème} siècle)*

ABSTRACT

Deep landslides (> 10 m) are generally characterized by phases of acceleration alternating with periods of lull, but most often lack real stabilization. Due to the continuous movement, it is difficult to evaluate the evolution of the activity. Therefore, a new methodology has been developed in order to precisely identify the sub-recent (20th century) and present evolution of deep landslide activity, and to establish some predictions as for its future trends. This methodology represents an intermediate step between the recognition of instabilities (e.g., phenomena and hazard mapping) and investigations toward the stabilization of sites. To test and validate this methodology, three deep landslides located in the Prealps of Fribourg have been studied: The Hohberg landslide as reference site, and, for comparison, the Villarbeney and Falli Hölli landslides.

Variations in the activity during the 20th century were carried out using dendrogeomorphology. A method of analysis, developed in this project to study deep landslides, demonstrated not only a general landslide activity but also variations in accelerations of the intensity (approximately at annual scale). At the Hohberg landslide, increase of movements was observed in the beginning of the years 1950 and, since the middle of the years 1980, accelerations were intensified. The most active years were 1987-88, 1994, 1995, and 1999. The same analysis done on the Villarbeney landslide also indicated a growth of activity during the 1950. However, the main zone of this landslide showed a real decrease of the movements since the 1980, probably caused by anthropogenic influence (stabilization works). As for the Falli Hölli landslide, variations of activity recorded during the 20th century were similar to those of the Hohberg, but only until 1994. Indeed, the Falli Hölli landslide underwent a catastrophic event in the spring 1994 and remained "passive" thereafter.

Furthermore, measurements of displacements were done in order to accurately determine the phase of accelerations. At the Hohberg landslide, a major acceleration occurred in winter-springtime 1999 that can be constrained, particularly with using a laser measurement device that continuously records displacements (DICLAS). In the same way, on Falli Hölli landslide, successive GPS measurements led to precisely define the rate of displacements during the 1994 event.

The data of recent and present activity were compared to main climatic parameters that potentially influenced the stability, namely precipitations (raw and effective), temperature as well as rainfalls and snowfalls. The correlation tests were done at three distinct temporal scales: medium (multi-year scale), short (seasonal to yearly scale) and very short term (daily to monthly scale).

At the medium scale, relationships between general landslide activity and climatic conditions evolution were defined for a period of 20 years for the Hohberg landslide, 15 years for Falli Hölli, and 8 years for Villarbeney. These results demonstrated the high sensitivity of the Villarbeney landslide with regard to climatic variations, probably due to a volumetrically less active mass and a less extended watershed basin that reduced the water flow (recharge of the landslide). At the Hohberg site, yearly precipitations and rainfalls were identified as the most influent climatic parameters on the landslide activity. Furthermore, the influence of winter precipitations and rainfalls has been demonstrated. However, the impact of snowfall variations is minor in comparison to that of rainfalls. As for temperature, the correlations demonstrated an obvious link between increase in activity and warming on the medium scale. With regard to the Falli Hölli landslide, the tests of correlations revealed almost identical relationships, except that no preferential link has been

established between the rainfalls and snowfalls. As for the Villarbeney case study, no correlation was observed between landslide activity and temperature.

The study of influence at the short-term scale demonstrated that precipitations and rainfalls had an obvious impact on the major acceleration phases of the Hohberg landslide. However, snow and temperature had a minor influence. This general tendency, also valid for the site of Falli Hölli, has not been recognized at the Villarbeney landslide that seems less influenced by short-term climatic variations.

At the very short-term scale, specific climatic conditions were observed concerning the acceleration of the Hohberg landslide in 1999 and the catastrophic event of Falli Hölli in 1994. In both cases, melting during spring combined with rainfalls played a major role in acceleration triggering. In this case, all consid-

ered climatic parameters can be regarded as controlling factors of landslide stability.

The ultimate step of this study concentrated on forecast of the evolution of the studied landslides for the 21st century. The results, based on IPCC scenarios (IPCC, 2001; OcCC, 2002) indicated unfavourable trend for the Hohberg and Falli Hölli landslides. However, the impact of the melting ice cover at the medium scale remains uncertain. It seems unlikely that temperature increase estimated at 1.5 to 2 °C for 2050 can lead to the melting of the entire winter ice cover. Therefore, massive melting can be preserved. However, after 2050, it is likely that warming can lead to the melting of the entire winter ice cover. The spring melting will, thereafter, not longer influence the landslide activity. As for the Villarbeney landslide, the trend for the future landslide evolution cannot clearly be established, partly due to winter warming.

Keywords: *deep landslide, Prealps of Fribourg, activity, acceleration, dendrogeomorphology, displacement measurements, climatic conditions, forecasting (21st century)*

ZUSAMMENFASSUNG

Tiefgründige Rutschungen (Scherhorizont tiefer als 10 m) zeichnen sich in der Regel durch alternierende Beschleunigungs- und Ruhephasen aus, zeigen aber nur selten länger andauernde Perioden wirklicher Stabilität. Da diese kontinuierliche Bewegung eine exakte Untersuchung der Entwicklung der Rutschaktivität erschwert, wurde eine neue Methodik entwickelt, um die subrezente (20. Jh.) und aktuelle Aktivitätsentwicklung tiefgründiger Rutschungen präzise nachzuvollziehen, sowie deren zukünftiges Verhalten vorhersagen zu können. An der Schnittstelle von Rutschungsklassifizierung (z.B. Phänomen- und Gefährdungskarten) und Stabilitätsuntersuchungen angesiedelt, wurde die entwickelte Methodik an drei tiefgründigen Rutschungen in den Freiburger Voralpen getestet. Die Rutschung Hohberg diente dabei als Referenzlokalität, mit der die Rutschungen Villarbeney und Falli Hölli verglichen wurden.

Die subrezent Variationen der Rutschungsaktivität wurden durch dendrogeomorphologische Analysen ermittelt. Diese neu entwickelte Untersuchungsmethode ermöglicht nicht nur die Rekonstruktion des generellen zeitlichen Ablaufs der Rutschaktivität, sondern darüber hinaus auch das Erfassen von Änderungen der Rutschgeschwindigkeit auf annähernd ein Jahr genau. In Hohberg lässt sich eine Verstärkung der Hangbewegungen zu Beginn der 50er Jahre, sowie eine weitere Intensivierung der Beschleunigung seit Mitte der 80er Jahre nachweisen, mit Spitzenwerten in den Jahren 1987-88, 1994, 1995 und 1999. Die Rutschung Villarbeney zeigt ebenfalls ein Anwachsen der Aktivität im Laufe der 50er Jahre. Im Hauptkorridor dieser Rutschung nimmt die Aktivität dagegen seit den 80er Jahren ab, was sich wahrscheinlich auf den Erfolg von Hangstabilisierungsarbeiten zurückführen lässt. Der Aktivitätsverlauf der

Rutschung Falli Hölli während des 20. Jh. zeigt klare Parallelen mit der Referenzlokalität Hohberg, allerdings nur bis 1994. Im Frühjahr dieses Jahres ereignete sich in Falli Hölli eine Krise katastrophalen Ausmasses, seitdem befindet sich die Rutschung in einem „passiven“ Zustand.

Ausserdem wurden in-situ Bewegungsmessungen durchgeführt, welche das exakte Erfassen von Beschleunigungsphasen erlaubten. In Hohberg ereignete sich im Winter/Frühjahr 1999 eine bedeutende Beschleunigung, die mit einem kontinuierlich aufzeichnenden Laser-Abstandsmessgerät (DICLAS) lückenlos dokumentiert werden konnte. Ebenso erlaubte eine Serie von in sehr kurzen Zeitabständen wiederholten GPS-Messungen die präzise Rekonstruktion des Geschwindigkeitsverlaufs der Rutschung Falli Hölli im Katastrophenfrühjahr 1994.

Die gesammelten Daten über rezente Aktivität, bzw. Aktivitäten in der jüngeren Vergangenheit wurden mit den wichtigsten klimatischen Parametern – Niederschlagsmenge (brutto und effektiv, Schnee oder Regen) und Temperatur – verglichen, welche potentiell einen Einfluss auf die Hangstabilität haben. Die Korrelationen wurden für drei verschiedene Zeitmassstäbe durchgeführt: mittelfristig (mehrere Jahre), kurzfristig (mehrere Monate bis ein Jahr) und sehr kurzfristig (Tage bis Monate).

Der mittelfristige Zeitmassstab für die Zusammenhänge zwischen genereller Rutschungsaktivität und Klimabedingungen wurde für die Lokalität Hohberg auf eine Zeitspanne von 20 Jahren definiert, für Falli Hölli auf 15 und für Villarbeney auf 8 Jahre. Darin spiegelt sich die höhere Empfindlichkeit der Rutschung Villarbeney gegenüber klimatischen Bedingungen wider, die wahrscheinlich im kleineren Volumen der aktiven Rutschmasse und einem klei-

neren Einzugsgebiet (was zu geringerer Infiltration führt) begründet ist. In Hohberg wurden die jährlichen Niederschlags- und Regenmengen als wichtigste klimatische Einflüsse auf die Rutschaktivität bestimmt. Ausserdem konnte auch die Bedeutung von Winterniederschlags- und Winterregenmengen gezeigt werden. Betrachtet man den Einfluss der Temperatur, so zeigen die Korrelationen für den mittelfristigen Zeitmassstab einen klaren Zusammenhang zwischen verstärkter Rutschaktivität und klimatischer Erwärmung. Für die Lokalität Falli Hölli belegen die Korrelationen fast identische Reaktionen auf die klimatischen Signale, allerdings scheinen hier, im Unterschied zu Hohberg, die jährliche Schnee- und die Regenmenge nicht als getrennte Einflussfaktoren zu wirken. In Villarbeney lässt sich kein nachweisbarer Zusammenhang zwischen Rutschaktivität und Temperatur nachweisen.

Die Untersuchung der kurzfristigen Einflüsse ergab, dass in diesem Zeitmassstab nur die Niederschlags- und Regenmenge in eindeutigem Zusammenhang mit bedeutenden Beschleunigungsphasen der Rutschung Hohberg stehen. Schneemenge und Temperatur haben dagegen nur untergeordnete Bedeutung. Dieser, auch für die Rutschung Falli Hölli gültige, generelle Trend zeigt sich in der Rutschung Villarbeney nicht; diese wird von kurzfristigen Klimaschwankungen anscheinend weniger stark beeinflusst.

Die Beschleunigung der Rutschung Hohberg 1999, wie auch die katastrophalen Ereignisse in Falli Hölli 1994, waren an spezifische klimatische Ereignisse (sehr kurzfristiger Zeitmassstab) gekoppelt. In beiden Fällen fiel die Schneeschmelze mit starken Regenfällen zusammen, was unmittelbar zur Auslösung der Hangbewegungen führte. Hierbei können alle untersuchten klimatischen Parameter als negative Einflussfaktoren auf die Hangstabilität angesehen werden.

Im abschliessenden Teil dieser Arbeit wird eine Vorhersage der weiteren Entwicklung der untersuchten Rutschungen für das 21. Jh. versucht. Basierend auf den IPCC-Szenarios (IPCC, 1999; OcCC, 2002) ergibt sich ein unvorteilhafter Verlauf für die Rutschungen Hohberg und Falli Hölli, wobei der Einfluss des wahrscheinlichen, mittelfristigen Abnehmens der Schneedecke jedoch nur schwer abzuschätzen ist. Von deren völligem Verschwinden kann bei einer potentiellen Erwärmung von 1.5 - 2°C bis zum Jahr 2050 noch nicht sicher ausgegangen werden. Nach 2050 dagegen ist es durchaus möglich, dass es bei fortgesetzter Erwärmung nicht mehr zur Ausbildung einer winterlichen Schneedecke kommen und somit der negative Effekt der Schneeschmelze im Frühjahr wegfallen wird. Eine Vorhersage der weiteren Entwicklung der Rutschung Villarbeney ist, speziell aufgrund der Unsicherheiten über den Verlauf der winterlichen Erwärmung, wesentlich schwieriger.

Schlüsselbegriffe: tiefgründige Rutschungen, Freiburger Voralpen, Aktivität, Beschleunigung, Dendrogeomorphologie, Bewegungsmessung, klimatische Bedingungen, Vorhersagen (21. Jh.)

AVANT-PROPOS

Au terme de cette aventure qui restera une période importante de ma vie, je tiens à remercier tous les gens qui, de près ou de loin, ont participé à la réalisation de cette thèse.

En premier lieu, je souhaite exprimer toute ma reconnaissance au Prof. Christian Caron, mon directeur de thèse, pour m'avoir donné l'opportunité de réaliser ce travail de recherche et de m'avoir confié un poste d'assistant à l'Institut de Géologie. Je tiens également à le remercier pour les conditions de travail mises en place qui étaient en tous points optimales.

Durant ces "quatre années" de thèse, le Dr. Hugo Raetzo m'a apporté une aide et un soutien inestimable, tant scientifiquement que moralement. Il a su m'encourager durant les grandes périodes de doute (ou durant les périodes de grands doutes), grâce à son enthousiasme inébranlable pour la recherche. En outre, il m'a offert la possibilité de participer à de nombreuses expériences extra-universitaires très enrichissantes, dont notamment une mission au Tadjikistan qui restera un souvenir extraordinaire. Merci Hugo !

Je remercie le Prof. Imre Müller, de l'Université de Neuchâtel, pour avoir accepté de faire partie de mon jury de thèse, malgré le temps restreint dont il disposait pour la lecture du manuscrit.

Un grand merci au Prof. André Strasser, qui est à la fois l'initiateur du projet et membre du jury. Son sens de l'analyse et la pertinence de ses remarques ont permis d'élargir mon champ de vision et de me poser de multiples questions.

Je remercie spécialement Florence Dapples, à la fois, collègue, amie et collocataire de bureau, qui m'a permis de vivre ces quatre années dans une ambiance formidable. Un très grand merci pour toutes les dis-

cussions, les coups de main et le magnifique travail de reviewage ! Bonne chance pour la suite, et notamment pour la (première) mission en Ethiopie !

Ce travail de thèse doit en grande partie son existence aux soutiens financiers de l'Etablissement Cantonal d'Assurance des Bâtiments (ECAB, Fribourg). Un grand merci à M. Pierre Ecoffey, directeur de cet établissement. Je remercie également l'Office Fédéral des Eaux et de la Géologie (Bienne-Berne) pour le soutien et l'intérêt qu'ils ont témoigné à la réalisation de cette recherche.

Ma reconnaissance s'adresse également à Jean-Marie Wicht qui m'a offert la possibilité de travailler en tant que collaborateur libre chez Geotest SA, me permettant ainsi de côtoyer de plus près le monde de la pratique (et en même temps d'arrondir les fins de mois).

Les analyses dendrogéomorphologiques n'auraient pu se réaliser sans la contribution des membres du Laboratoire de Dendroécologie de l'Institut de Géographie (UNIFR). Je tiens vivement à remercier le Prof. Michel Monbaron pour la mise à disposition des locaux et des appareils de mesures, ainsi que Markus Stoffel et Holger Gärtner pour leurs très nombreux conseils et leur grande disponibilité. Un grand merci aussi au Laboratoire Romand de Dendrochronologie (LRD, Moudon), et plus particulièrement à Jean-Pierre Hurni pour toutes les discussions et les conseils.

De nombreuses données traitées dans cette thèse sont le fruit de collaborations établies avec plusieurs bureaux privés et services publics. Un grand merci surtout à B. Loup de l'Office des Constructions et de l'Aménagement du Territoire (OCAT, Fribourg), W. Eyer du Service des Forêts et de la Faune (Fribourg), J.-M. Wicht et K. Graf de Geotest SA (Fribourg et Zol-

likofen), P. Tullen et P. Turberg du GEOLEP (EPF de Lausanne), B. Philipona de Philipona & Brügger (Plaffeien, FR) et O. Overney du Service des Eaux et Endiguement (Fribourg). Je tiens également à remercier l'Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft (WSL, Birmensdorf) pour la livraison des données météorologiques de la station du Rotenbach, ainsi que P. Aviolat de Géolina SA (Fribourg), S. Anatra d'ABA-Géol SA (Fribourg) et F. Becker de l'OPEN (Fribourg) pour la mise à disposition de nombreux rapports. Enfin, un grand merci à Frédéric Bossy pour les conseils et le reviewage (plein succès pour la thèse !) ainsi qu'à Reynald Delaloye et Franziska Keller pour leur aide ponctuelle.

Je remercie les enseignants (actuels et anciens) de l'Institut de Géologie de l'Université de Fribourg pour leur disponibilité et leur soutien tout au long de ces quatre années de thèse. Les discussions et les excursions réalisées ensemble resteront d'excellents souvenirs. Merci à vous: Michèle Caron, Raymond Plancherel, Jean-Pierre Berger, Jon Mosar, Bernard Loup et Olivier Lateltin. Un grand merci également à Bernard Grobéty de l'Institut de Minéralogie pour son intérêt et ses conseils scientifiques.

Je souhaite associer aux remerciements tous les collègues qui ont contribué à créer une atmosphère extrêmement sympathique au sein de l'Institut. Je pense notamment à Luc Braillard (merci pour toutes les discussions et les super moments passés ensem-

ble !), Elias Samankassou (merci pour tout et bonne chance pour la suite !), Damien Becker (l'ami de la molasse !), Claude Colombié (plein succès à Lyon !) et Niels Rameil (courage pour la fin de la rédaction !). La chaleureuse ambiance de l'Institut a également bénéficié de la présence des "anciens", les docteurs Christophe Dupraz, Jean-Bruno Pasquier, Chantal Python, Stephan Dall'Agnolo, Wolfgang Hug, Laurent Picot et Heiko Hillgärtner ainsi que les nombreux diplômants et les collègues minéralogistes.

Je tiens également à remercier très chaleureusement les collaborateurs techniques de l'Institut de Géologie, Françoise Mauroux (merci pour les copies de dernière minute), Daniel Cuennet et Patrick Dietsche, pour leur aide très précieuse.

Enfin, mes plus chaleureux remerciements s'adressent à ma famille qui a été omniprésente durant toute cette période. Je remercie de tout coeur ma compagne Patricia qui, en plus de m'avoir supporté durant ce périple, m'a apporté un énorme soutien. Un immense merci à parents qui m'ont toujours soutenu et aidé, tant financièrement que moralement, et à ma sœur Nicole, toujours prête à m'encourager. J'aimerais également associer à ces remerciements mes grands-parents qui sont tout simplement des gens formidables, et saluer la venue de Jules, nouveau membre de la famille. Merci infiniment à vous tous !

1 - INTRODUCTION

1.1. OBJECTIFS ET DÉMARCHE

L'intérêt que suscitent les phénomènes d'instabilité de terrain s'est fortement accru ces dernières décennies, surtout en raison des dégâts occasionnés par divers événements catastrophiques, tels que l'éboulement de Randa en 1991 ou le glissement de terrain de Falli Hölli (Chlöwena) en 1994. L'éboulement de Randa dans le Mattertal (VS), qui impliqua environ 20 millions de m³ de matériel, provoqua l'obstruction complète de la rivière et la coupure nette de la ligne de chemin de fer reliant Visp à Zermatt (SCHINDLER et al., 1993; BONNARD et al., 1995). La crise catastrophique du glissement de Falli Hölli, dans les Préalpes fribourgeoises, a causé la destruction totale d'un lotissement d'une trentaine de résidences (RAETZO & LATELTIN, 1996; Chap. 5.2). Au cours du printemps 1999, des dommages chiffrés à 1.4 milliards de francs ont été occasionnés par la réactivation de plus de 350 glissements de terrain à travers la Suisse (BOLLINGER et al., 2000). Enfin, il faut relever le désastre survenu à Gondo (Haut-Valais) en automne 2000 qui provoqua le décès de 14 personnes et la destruction partielle du village.

L'augmentation des dégâts et des coûts liés aux instabilités de terrain est devenue une source de préoccupation qui touche l'ensemble du territoire helvétique. En effet, l'utilisation du sol s'intensifiant, le nombre d'infrastructures exposées à des risques d'instabilités de terrain s'accroît. Il est donc primordial, pour établir des plans d'aménagement du territoire, non seulement d'identifier ces phénomènes, mais également de mieux cerner leur comportement afin d'anticiper des dégâts probables.

L'Institut de Géologie de l'Université de Fribourg est actif dans le domaine des instabilités de terrain

depuis de nombreuses années et, suite notamment à l'étude du PNR 31 de LATELTIN et al. (1997) et à la thèse de doctorat de RAETZO-BRÜLHART (1997), un projet réparti en deux volets a été mis sur pied. Le premier, entrepris par DAPPLES (2002), concerne la reconnaissance et l'évolution des instabilités de terrain au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène, ainsi que leur relation avec les changements climatiques, les fluctuations de la végétation et l'activité humaine. En effet, peu de données existent sur l'activité historique des mouvements de terrain en Suisse. Seuls quelques rares études mettent en évidence des enregistrements d'instabilités anciennes (SCHLÜCHTER, 1988; PUGIN, 1989; SCHOENEICH et al., 1997, SCHOENEICH, 1998). Ce premier volet a donc été entrepris dans le but de produire une base de données riche et de qualité, concernant surtout les Préalpes fribourgeoises, mais également l'ensemble de la Suisse.

Le deuxième travail de recherche, présenté ici, intervient de manière complémentaire avec le premier. Il traite de l'évolution de l'activité actuelle et récente (20^{ème} siècle) des glissements de terrain et de leur relation avec les conditions climatiques. En effet, la plupart des études se préoccupent surtout du comportement actuel des glissements de terrain, ce qui se traduit le plus souvent par des travaux ciblés sur les propriétés géotechniques et hydrogéologiques du bassin versant. Ce type d'approche est indispensable si l'on souhaite assainir efficacement un glissement en phase d'accélération, mais le temps ainsi que les investissements techniques et financiers requis sont très importants. Une telle investigation n'est donc généralement envisageable que dans des cas d'urgence, lorsque des personnes ou des biens matériels sont sérieusement menacés. Un moyen serait alors de travailler plus en amont, en anticipant les périodes

des de crise d'un glissement. Pour cela, il faut avoir connaissance de l'état d'activité du glissement et de sa tendance évolutive, afin d'évaluer le danger qu'il représente dans un futur proche. C'est ce que propose cette étude, à savoir une méthode d'analyse, à la fois simple et efficace, qui permet de reconnaître la sensibilité d'un glissement à l'égard des conditions climatiques et d'établir des pronostics quant à son évolution future.

Cette analyse consistera, dans un premier temps, à déterminer l'état actuel de l'activité du glissement ainsi que son évolution au cours du 20^{ème} siècle, à différentes échelles temporelles. Les objectifs sont définis par les questions suivantes:

- Quelles ont été les phases les plus actives durant le 20^{ème} siècle ? Quelle est la tendance actuelle de l'évolution de son activité ?
- Quand ont eu lieu les accélérations majeures du glissement ? Sont-elles plus marquées ces dernières décennies qu'auparavant ?

Après avoir effectué une reconnaissance sur l'évolution de l'activité du glissement, des essais de corrélation avec les principaux paramètres climatiques seront entrepris, afin de donner une réplique aux questions suivantes:

- Quelles sont les paramètres climatiques qui démontrent le plus d'influence sur l'activité du glissement ? les précipitations, la pluie, la neige, la température ?
- A quelle échelle temporelle les paramètres climatiques exercent-ils une influence ? au niveau décennal ? annuel ? mensuel ? journalier ?
- Quelle période de l'année influe le plus sur l'activité du glissement ? l'été ? l'hiver ?

La dernière étape consistera à établir des pronostics quant à l'évolution future de l'activité du glissement. Pour cela, des prévisions climatiques seront appliquées sur les résultats obtenus pour le 20^{ème} siècle. L'objectif principal de cette partie finale de l'étude se résume à la question suivante:

- Quelle sera l'évolution du glissement au cours du 21^{ème} siècle ? autrement dit, l'évolution climatique future est-elle favorable ou défavorable à sa stabilité ?

1.2. MÉTHODOLOGIE

Plusieurs domaines seront abordés pour la réalisation de ce travail, chacun d'eux étant représenté par une ou plusieurs méthodes d'analyse.

Concernant l'étude de l'activité des glissements, les méthodes utilisées sont représentées par la cartographie (carte des instabilités), la dendrogéomorphologie et les mesures de déplacement.

La carte des instabilités consiste à relever, essentiellement sur la base de critères géomorphologiques, le type de processus, l'extension du glissement, le degré d'activité générale et la profondeur du plan de glissement. Dans ce travail, le type de représentation et les critères de subdivisions choisis coïncident plus ou moins avec la légende proposée dans les recommandations fédérales (KIENHOLZ & KRUMMENACHER, 1995; LATELTIN, 1997). En effet, mis à part quelques nuances au niveau du choix des couleurs et parfois de la présence de subdivisions complémentaires, les critères de base sont identiques. Les principaux éléments définis pour la réalisation de la carte des instabilités, à savoir le type de processus, le degré d'activité et la profondeur du plan de glissement, sont décrits dans les chapitres 1.4.1. et 1.4.2.

La dendrogéomorphologie est une méthode qui utilise les anomalies de croissance des arbres comme des indicateurs d'activité. Cette méthode, logistiquement très simple et peu coûteuse, permet d'obtenir des informations précieuses sur l'évolution des mouvements. Deux types d'analyse ont été développés dans le cadre de ce projet: le type A qui intègre uniquement les anomalies de croissance créées par la formation de bois de réaction, et le type B qui prend en compte à la fois le phénomène des bois de réaction et celui de l'excentricité de croissance. Si le type A est utilisé afin de reconnaître la tendance générale de l'activité du glissement, le type B permet de définir les variations d'intensité des accélérations du glissement. Ces deux méthodes sont décrites et discutées en détail dans le chapitre 2 "Dendrogéomorphologie".

Pour un suivi précis de l'évolution des mouvements, plusieurs systèmes de mesures de déplacement ont été utilisés: le GPS, les mesures de distances par laser (théodolite laser, DistoTM, DICLAS), les mesures de distance par câble et l'inclinométrie. Le GPS (Global Positionning System) est un système de posi-

tionnement par satellites qui permet de mesurer le déplacement d'un point en observant l'évolution de ses coordonnées au cours du temps. Le théodolite laser et le Disto™ sont des appareils de mesures qui permettent de déterminer un déplacement en étudiant les variations de distances entre un point fixe et un point mobile. Le DICLAS est un système de mesures laser automatisé, mis en place par le Laboratoire de Mécanique des Sols (LMS) de l'EPFL, dont l'appareil est installé sur un endroit fixe et enregistre en continu la distance qui le sépare d'un point situé sur la masse active. Les mesures de distance par câble s'effectuent simplement en observant le déroulement d'un câble entre un point fixe et un point mobile. Quant à l'inclinométrie, l'appareillage se présente sous la forme d'une sonde que l'on introduit dans un tube de forage; les déplacements sont enregistrés au niveau du plan de glissement grâce à la déformation subie par le tube. La description détaillée de ces différentes techniques de mesures est présentée dans le chapitre 3 "Mesures de déplacement".

L'analyse climatologique est basée sur la détermination des différents paramètres climatiques (précipitations, précipitations efficaces, température, chutes de pluie et de neige) susceptibles d'influencer l'activité du glissement. Le calcul de ces paramètres est effectué à partir des données brutes de précipitations et de températures (valeurs journalières et mensuelles) fournies par les stations météorologiques locales ou régionales. Les différents paramètres sont ensuite confrontés aux résultats de l'analyse de l'activité à différentes échelles temporelles. Puis, pour les prévisions futures, les scénarios climatiques prévisionnels du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC, en anglais IPCC) seront appliqués sur les résultats obtenus pour le 20^{ème} siècle.

Parallèlement à cette thématique, une étude concernant le fonctionnement hydrogéologique sera également abordée, le but étant de reconnaître l'influence des différents secteurs du bassin versant sur l'alimentation du glissement en eaux souterraines. Cette approche ne sera toutefois pas appliquée de manière systématique sur l'ensemble des sites, en raison d'un manque de temps et de moyens techniques. Les principales méthodes utilisées concernent la cartographie des points d'eau, les analyses physico-chimiques des eaux des exutoires et les mesures géophysiques au RMT (Radio-magnétotellurique). Comme ce domaine ne constitue pas le thème central de cette étude,

la description des méthodes ne fait pas l'objet d'un chapitre particulier; elle sera exposée succinctement lors de la présentation de l'étude hydrogéologique (Chap. 4.4).

1.3. SITES D'ÉTUDE

Trois sites ont été sélectionnés pour réaliser cette étude (Fig. 1.1): il s'agit des glissements du Hohberg (Chap. 4), de Villarbeney et de Falli Hölli (Chap. 5), situés dans les Préalpes fribourgeoises. Le choix a été déterminé sur la base de plusieurs critères, tels que le type d'instabilité, le nombre de données existantes et l'accessibilité du site. Il est primordial que les différents sites soient représentés par un mécanisme d'instabilité plus ou moins identique, si l'on veut effectuer par la suite des comparaisons. Les trois sites retenus sont définis globalement comme des "glissements de terrain profonds", autrement dit des instabilités représentées par le déplacement d'une masse de plus de 10 mètres d'épaisseur le long d'une surface de glissement (KIENHOLZ & KRUMMENACHER, 1995; LATELTIN et al., 1997; Chap. 1.4).

Le glissement de Hohberg-Rohr, plus communément appelé glissement du Hohberg, a été choisi comme site de référence en raison des nombreux travaux d'investigation dont il a été l'objet depuis plusieurs années. Il est situé dans les Préalpes fribourgeoises à environ 7 km au sud de Plaffeien et 1.5 km au nord du Schwarzsee, en rive droite de la Warme Sense (coordonnées moyennes du glissement: 590.100/169.850; Fig. 1.1). Il s'étend sur près de 2 km² et implique un volume d'environ 30 millions de m³, si l'on tient compte de la masse active et latente (RAETZO et al., 2000).

Compte tenu du nombre limité de données existantes, les glissements de Villarbeney et de Falli Hölli sont intégrés dans cette étude dans un but de comparaison. Le glissement de Villarbeney est situé au front des Préalpes fribourgeoises, sur la rive est du lac de la Gruyère (coordonnées moyennes du glissement: 575.600/164.740; Fig. 1.1). Il prend naissance vers 1300 m d'altitude et s'étend jusqu'en bordure de la route cantonale reliant les villages de Villarbeney et Villarvolard, à environ 740 m d'altitude. Avec une longueur de plus de 1.8 km et une largeur variant entre 100 et 800 m, sa superficie avoisine 1 km². Le glissement de Falli Hölli est également localisé dans

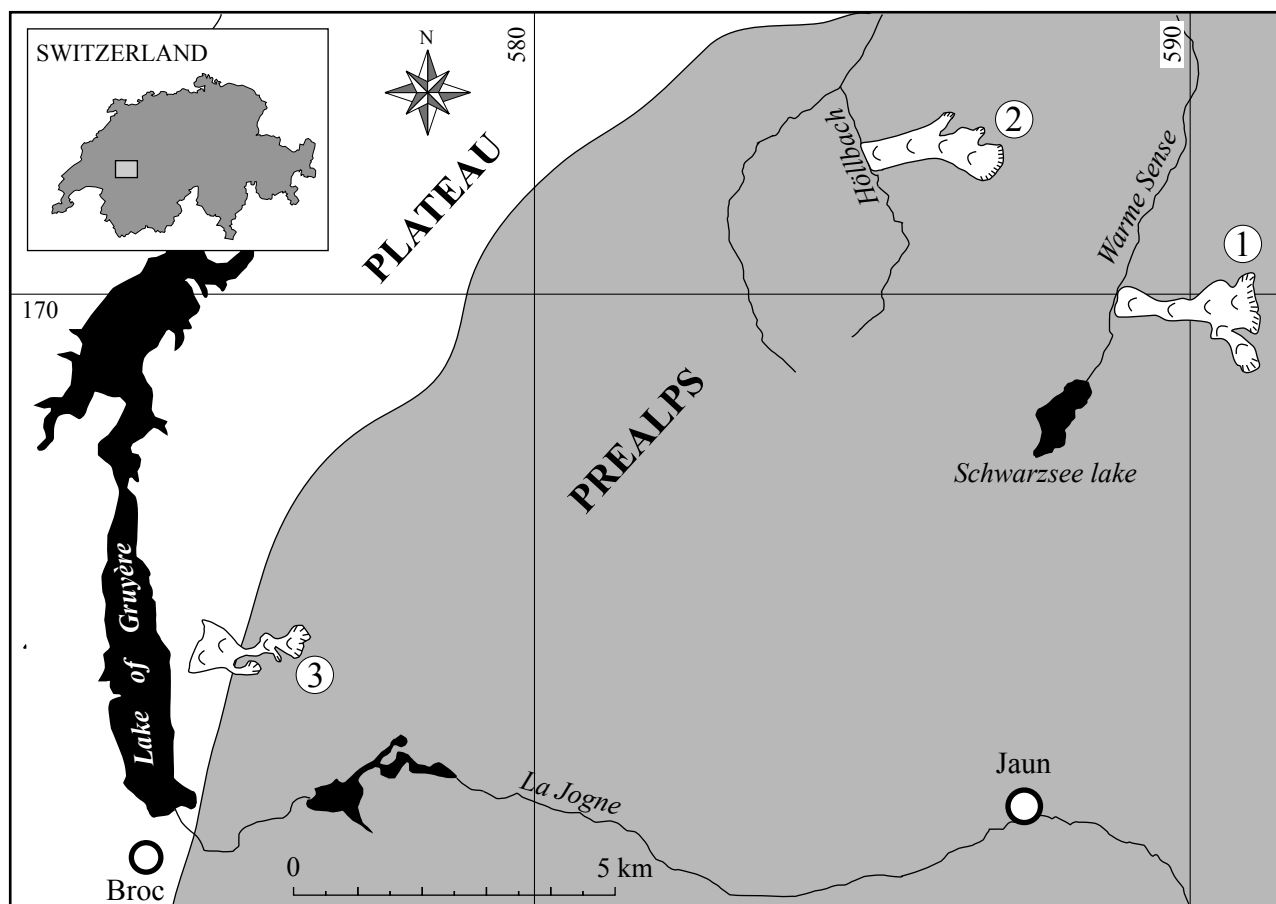


Fig. 1.1 Location of studied landslides (1: Hohberg, 2: Falli Hölli, 3: Villarbeney).

les Préalpes fribourgeoises, à environ cinq kilomètres au nord-ouest du Schwarzssee (Fig. 1.1). Il prend naissance à près de 1640 m d'altitude, à l'extrémité nord de la crête du Schwyberg, et s'étend jusqu'à la rivière du Höllbach vers 1000 m d'altitude. Avec une longueur de 2 km et une largeur maximale de 700 m, il concerne un volume important de matériel meuble, estimé à 33 millions de m³ (LATELTIN et al., 1997a).

1.4. TERMINOLOGIE ET DÉFINITIONS

1.4.1. Type d'instabilités

De nombreuses classifications et définitions des mouvements de terrain ont été proposées. Certains auteurs (e.g. VARNES, 1978; CRUDEN & VARNES, 1996) se sont basés sur le type de matériel impliqué dans le mouvement, alors que d'autres (BRUNSDEN, 1985; HUTCHINSON, 1988; EPOCH, 1993; DIKAU et al., 1996) ont opté pour une classification plus complète

en combinant plusieurs paramètres, tels que le mécanisme, la morphologie, le type de matériel et la vitesse des mouvements. Les définitions utilisées dans cette étude sont issues d'une classification plus simple, proposée dans le "Multilingual Landslide Glossary" (WP/WLI, 1993) et reprise dans les recommandations fédérales (LATELTIN, 1997). Cette classification différencie 5 types de mouvements provoqués par des mécanismes distincts: les processus de chute, de glissement, d'écoulement, de basculement et d'étalement. Toutefois, seuls les trois premiers sont définis ici, étant donné que les processus de basculement et d'étalement ne sont pas représentés dans cette étude.

Le processus d'éboulement (chute) commence avec la désagrégation de matériel rocheux ou meuble sur une pente raide le long d'une surface sur laquelle ne se développent que peu de mouvements de cisaillement. Le matériel tombe ensuite principalement en chute libre, en rebondissant ou en roulant. Au niveau de la classification, on parle généralement de chute de pierres ($D < 50$ cm) et de blocs ($D > 50$ cm) s'il s'agit

d'un phénomène de chute sporadique. En revanche, en présence d'un volume plus conséquent, les termes d'éboulement ($100 - 1000'000 \text{ m}^3$) et d'éroulement ($> 1 \text{ mio m}^3$) sont utilisés.

Le processus de glissement est un mouvement de pente vers l'aval, affectant une masse rocheuse ou de terrain meuble, le long d'une ou plusieurs surfaces de glissement ou suivant des zones relativement minces de déformation intense par cisaillement. Les glissements peuvent être de type **rotationnel** (surface de glissement circulaire) ou **translationnel** (déplacement plus ou moins parallèle à la topographie). En outre, les glissements de terrain peuvent être classés selon leur degré d'activité et leur profondeur (Chap. 1.4.2).

Le processus d'écoulement (coulée) résulte du mouvement continu d'une zone superficielle de terrain quittant rapidement la zone de cisaillement, de manière compacte au départ, mais ne conservant généralement pas ce caractère compact. La répartition des vitesses au sein de la masse en mouvement est semblable à celle d'un écoulement visqueux. Dans cet type de processus, on distingue surtout la **coulée de boue** ("Hangmur") de la **lave torrentielle** ("Murgang"); la coulée de boue définit un processus d'écoulement survenant dans le versant alors que la lave torrentielle indique un phénomène canalisé dans le lit d'un cours d'eau. Il faut également citer le terme allemand de "**Schuttstrom**", fréquemment utilisé dans ce travail, qui décrit l'écoulement d'une masse très visqueuse composée de blocs et de boue. Le "Schuttstrom" est considéré comme un processus d'écoulement car son comportement est caractérisé par une déformation visco-plastique, sans réel plan de glissement. Les vitesses sont généralement plus élevées que celles d'un glissement mais plus faibles que celles d'une coulée de boue ou d'une lave torrentielle.

1.4.2. Classification des glissements de terrain

Les glissements de terrain peuvent être classés selon la profondeur estimée de la surface de glissement et selon le degré d'activité, défini par une évaluation de la vitesse moyenne à long terme des mouvements. La classification proposée dans les "Recommandations – Prise en compte des dangers dus aux mouvements de terrain dans le cadre des activités de l'aménagement du territoire" (LATELTIN, 1997) définit 3 subdivisions pour chacun des deux paramètres:

Par rapport à la profondeur de la surface de glissement:

- Glissement superficiel: 0 – 2 m
- Glissement semi-profond: 2 – 10 m
- Glissement profond: $> 10 \text{ m}$

Par rapport à l'activité:

- Glissement substabilisé, très lent: 0 – 2 cm/an
- Glissement peu actif, lent: 2 – 10 cm/an
- Glissement actif (ou lent avec phases rapides): $> 10 \text{ cm/an}$

1.4.3. Facteurs d'instabilités

Les glissements de terrain présentent des variations importantes d'activités au cours du temps, et ceci depuis le dernier retrait des glaciers préalpins, au début de l'Holocène. Il convient donc de faire une distinction entre les prédispositions naturelles des versants à glisser (conditions intrinsèques), les facteurs aggravants et les facteurs déclenchants (Fig. 1.2). Les définitions suivantes sont tirées de l'ouvrage du PNR 31 de LATELTIN et al. (1997):

Les conditions intrinsèques sont déterminées par l'histoire géologique du versant (lithologie, structure, ...) et les processus glaciaires associés. Elles définissent les paramètres qui ne sont pas susceptibles de changer au cours du temps et représentent les prédispositions des pentes à glisser.

Les facteurs aggravants sont liés aux processus climatiques à moyen et long terme (de la dizaine au millier d'années), aux activités anthropiques (e.g. déforestation) et à l'utilisation du sol. Les précipitations pluriannuelles, les variations de l'isotherme

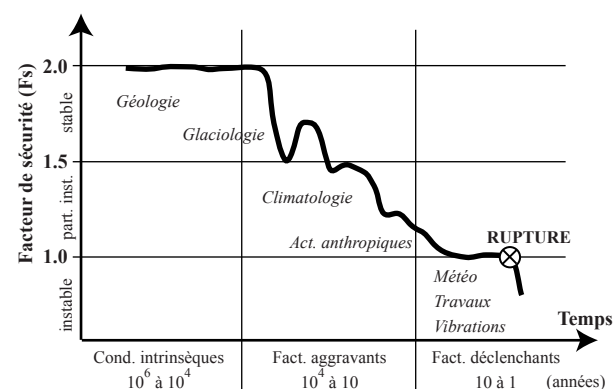


Fig. 1.2 Security factor (F_s) variation according to time (LATELTIN et al., 1997)

du 0°C, les fluctuations du niveau piézométrique et le bilan hydrologique constituent les principaux paramètres pouvant abaisser le facteur de sécurité jusqu'à une valeur proche de 1 (Fig. 1.2). Elles rendent donc les pentes susceptibles de bouger sans toutefois en provoquer la rupture (état marginalement stable ou potentiellement instable).

Les facteurs déclenchants sont les paramètres qui initient le mouvement et qui font passer une pente d'un état d'équilibre instable (facteur de sécurité entre 1.0 et 1.5) à la rupture (facteur de sécurité < 1). Ils sont représentés surtout par les conditions

climatiques de très court terme (d'ordre journalier à mensuel), les activités humaines (excavations, surcharges, travaux dans le versant,...) ou des phénomènes vibratoires (séismes, explosions). Dans le cadre de cette étude, le facteur relatif à l'activité sismique peut toutefois être écarté car, si l'on se réfère au catalogue ECOS du Service Suisse de Sismologie, aucun séisme d'importance notoire n'est apparu au cours du 20^{ème} siècle dans les régions concernées. Par conséquent, les facteurs déclenchants sont représentés uniquement par les conditions climatiques et les activités anthropiques.

2 - DENDROGÉOMORPHOLOGIE

2.1. INTRODUCTION

2.1.1. Définition

Le terme de "dendrogéomorphologie", introduit par ALESTALO (1971), décrit l'étude des processus géomorphologiques basée sur l'analyse des cernes des arbres. D'après SCHWEINGRUBER (1996), c'est une branche de la dendroécologie dans le domaine de la dendrochronologie *sensu lato* (Fig. 2.1).

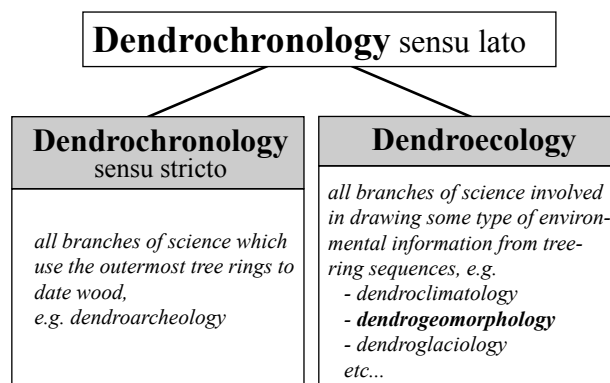


Fig. 2.1 Definition of the term "dendrochronology" after SCHWEINGRUBER (1996).

2.1.2. Principe et objectifs

La dendrogéomorphologie permet d'utiliser les arbres comme marqueurs de l'instabilité du milieu, par interprétation des modifications de croissance des individus. SHRODER (1975; 1978) parle de "process-event-response" pour décrire les effets des processus géomorphologiques sur la croissance d'un arbre. Un résumé, concernant les mouvements de terrain, est présenté dans la figure 2.2.

Dans ce travail, les instabilités de terrain étudiées sont des glissements profonds (> 10m) aux mouvements généralement lents et continus. L'événement ("event") principal, dans ce contexte, est la déstabilisation des arbres ("tree inclination"), les autres (Fig. 2.2b-e) étant le plus souvent produits par des phénomènes instantanés et/ou superficiels comme des coulées de boue, des éboulements ou des glissements superficiels. Les réponses enregistrées sont alors: la formation de bois de réaction ("reaction wood"), le développement d'excentricités de croissance ("eccentric growth") ainsi que des phases de forte réduction (parfois accompagnées de reprises) de croissance ("suppression/release"). Ce dernier marqueur, utilisé par divers auteurs dans le domaine des glissements de terrain (TERASME, 1975; SHRODER, 1978; DENNELER &

PRO-CESS	EVENT	RESPONSE
Mass movement	a) Tree inclination	Reaction wood
		Eccentric growth
		Suppression/release
	b) Abrasion of cambium	Scar development
	c) Burial of stemwood Exposure of rootwood	Suppression
		Sprouting
	d) Shear of rootwood or stemwood	Suppression
		Scar development
		Sprouting
	e) Nudation of land surface	Succession

Fig. 2.2 Main dendrogeomorphological process-event-response due to mass movements (after FANTUCCI & MCCORD, 1995). In grey: responses analysed in this study.

SCHWEINGRUBER, 1993; FANTUCCI & McCORD, 1995; FANTUCCI & SORRISO-VALVO, 1999), n'a toutefois pas été retenu. En effet, le phénomène de réduction et reprise de croissance est largement influencé par les facteurs écologiques externes comme le climat, la compétition ou encore les agressions biologiques (SHRODER, 1978), qui peuvent fausser l'interprétation.

Dans le cadre de cette étude, l'analyse dendro-géomorphologique a consisté à dater, sur les arbres, la formation de bois de réaction et d'excentricité de croissance, en réponse aux mouvements. L'intérêt a été ensuite de corrélérer ces résultats avec les données climatiques locales. Étant donné que les stations météorologiques de l'Institut Suisse de Météorologie (ISM) ne sont en fonction que depuis 1900, les événements antérieurs à cette date n'ont pas été recherchés. L'étude s'est alors concentrée sur le 20^{ème} siècle, et un échantillonnage sur des arbres actuels s'est avéré suffisant. Les chapitres suivants décrivent les différentes étapes de cette analyse, en commençant par le travail préparatoire, caractérisé par l'échantillonnage et le calage dendrochronologique, pour finir par la description des méthodes. Ces dernières ont été développées spécifiquement pour cette étude, c'est-à-dire adaptées à un contexte de glissements profonds.

Il est important de préciser que la déstabilisation d'un arbre peut résulter d'autres phénomènes naturels que les mouvements de terrain, comme les tremblements de terre, les tempêtes et, dans les premières années de croissance, le poids de la neige. Ce dernier est pris en compte au moment de l'analyse (Chap. 2.4.2), tandis que les deux autres phénomènes sont traités lors de l'interprétation des résultats.

2.2. ÉCHANTILLONNAGE

2.2.1. Technique d'échantillonnage

La technique usuelle d'échantillonnage d'arbres vivants consiste à effectuer un prélèvement à l'aide d'une carotteuse. Il s'agit d'une mèche que l'on enfonce, par rotation, dans le tronc de l'arbre. Le bois récolté à l'intérieur se présente sous la forme d'une carotte de 5 mm de diamètre. La direction de prélèvement est choisie en fonction de la forme du tronc. La prise d'au moins deux échantillons par individu est nécessaire: le premier du côté où l'arbre a penché

et le deuxième vis-à-vis ou, perpendiculairement au premier. Lors de phases multiples de tilting, il est conseillé de récolter des échantillons supplémentaires et, si possible, dans la direction des anomalies. Cette technique par carottage, qui a l'avantage d'éviter l'abattage de l'arbre, reste cependant limitée au niveau de l'information. Si les autorités concernées le permettent, il est préférable de procéder au prélèvement de rondelles entières. Cette technique d'échantillonnage permet d'observer la croissance des cernes dans son intégralité et de repérer ainsi toutes les phases de déstabilisation. Il faut effectuer la coupe de l'arbre à environ un mètre du sol, c'est-à-dire le plus près possible de la base du tronc tout en évitant l'influence des racines. Une rondelle de quelques centimètres d'épaisseur est ensuite prélevée.

2.2.2. Choix des échantillons

Dans la mesure du possible, il faut prélever deux types d'échantillons: des "perturbés", marqueurs d'instabilités et des "non-perturbés" qui serviront de référence. Pour faciliter l'analyse, il est préférable d'échantillonner une seule espèce d'arbre; le choix s'est porté ici sur l'épicéa (*Picea abies*), largement répandu sur tous les sites étudiés.

Les échantillons perturbés sont prélevés sur des arbres situés en milieu instable qui montrent des signes morphologiques d'anciennes déstabilisations. Ces derniers se manifestent par une courbure du tronc, généralement en forme de "S", produit par le redressement de l'arbre (ALESTALO, 1971; BRAAM et al., 1987a; Fig. 2.3). Sur chaque échantillon, les directions de la pente et du nord géographique sont notées. Il est également conseillé de relever la hauteur de la coupe (ou du prélèvement) ainsi que certaines indications liées à l'emplacement, comme le degré de pente, la compétition et l'ensoleillement.

Quelques arbres non-perturbés, sont également sélectionnés. L'évolution de la croissance de leur cernes annuels, qui dépend des conditions climatiques, servira de référence pour l'analyse dendrochronologique. Le candidat idéal doit donc montrer une croissance régulière, traduisant une existence normale, sans contraintes écologiques majeures. Il sera situé en zone stable, le plus proche possible du site étudié. Il faudra, en revanche, éviter les secteurs dévoilant une forte exposition au vent, une compétition trop importante ou encore un ensoleillement très réduit.

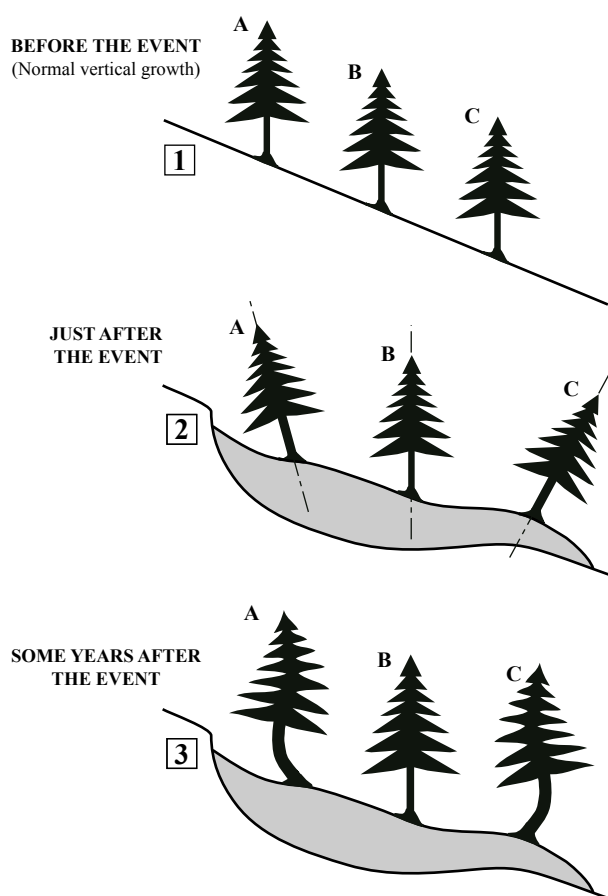


Fig. 2.3 Consequence of a landslide event on coniferous trees. The tilting direction depends on the movement type and the slope morphology. **Trees A and C:** (2) The trees are destabilized. (3) To grow straight up again, they produce compression wood, resulting in eccentric ring growth on the tilted side. This generates a trunk curvature, usually in S-shape. **Tree B:** The tree is not disturbed by the movement and continues to grow normally. In this case, the tree does not record the event.

2.3. CALAGE DENDROCHRONOLOGIQUE

2.3.1. Préparation des données

Tous les échantillons sont poncés et la largeur des cernes est mesurée au moyen d'un micromètre électronique (précision 0.01 mm) monté sous une loupe binoculaire et relié à un ordinateur. Cet appareillage, ainsi que le logiciel TSAP utilisé pour le traitement, ont été mis à disposition par le Laboratoire de Dendroécologie de l'Institut de Géographie de l'Université de Fribourg.

Sur les échantillons non-perturbés, où la croissance des cernes est concentrique, la direction de la mesure

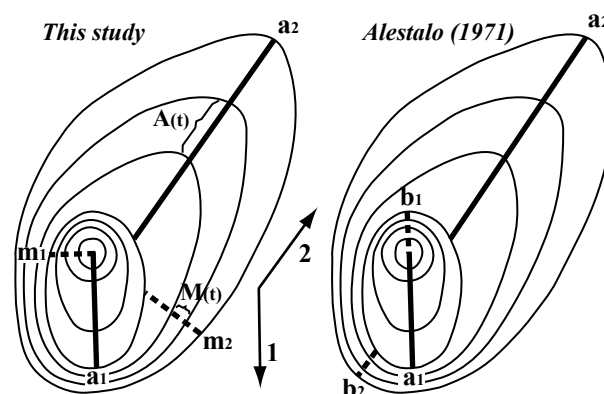


Fig. 2.4 Two methods of computing the eccentricity of annual rings on a cross section of inclined conifer. Arrows show two successive tilting directions. Straight lines (**a**) indicate the directions of the maximum ringwidth measurement. Dotted lines (**m**) and (**b**) indicate the directions of mean and minimum ringwidth measurement, respectively. **A(t)** is the maximum ringwidth at year t and **M(t)** the mean ringwidth for the same year.

est arbitraire. Une fois établies, les séries de chaque échantillon sont assemblées et moyennées pour créer la courbe de référence de calibration. La mesure des échantillons perturbés est par contre plus délicate car la présence d'excentricités de croissance modifie l'évolution de la largeur des cernes. Pour obtenir une courbe moyenne de variation d'épaisseur des cernes, la mesure s'effectue alors perpendiculairement à la direction de ces anomalies, là où leur effet est moindre (m_1 et m_2 , Fig. 2.4).

2.3.2. Calibration par "crossdating"

L'analyse dendrochronologique se base sur le principe que chaque espèce, évoluant dans un même milieu et de manière synchrone, possède une variation de largeur de cernes caractéristique. La calibration consiste alors à comparer, par confrontation, les courbes moyennes de chaque échantillon avec la courbe de référence. Elle permet de dater les échantillons prélevés sur des arbres morts, de repérer des erreurs de mesure et de localiser la présence d'éventuels faux cernes ou de cernes manquants (Fig. 2.5). Cette opération de "crossdating" peut être effectuée visuellement mais également au moyen d'un programme informatique. Elle a été réalisée ici à l'aide d'une fonction du logiciel TSAP qui recherche, sur la base de plusieurs critères, la meilleure corrélation entre les courbes.

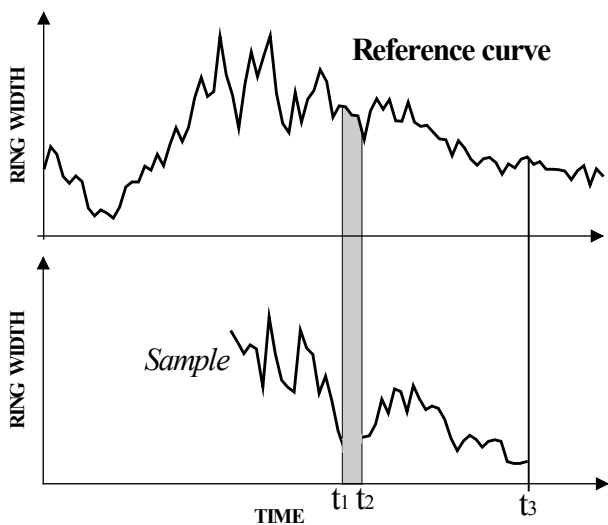


Fig. 2.5 Principle of dendrochronological analysis. The sample curve is crossdated with a reference curve by visual correlation or by automatic computer analysis. t_1 and t_2 represent a gap of missing years (due to a strong suppression) and t_3 is the year of tree death.

2.4. ANALYSE DES BOIS DE RÉACTION

2.4.1. Principe de la méthode

Lors d'une déstabilisation, l'arbre réagit en se redressant pour regagner son état d'équilibre (BOSSHARD, 1984; Fig. 2.3). Pour cela, il crée du bois de réaction. Les conifères forment du bois de compression du côté incliné, contrairement aux angiospermes qui, eux, produisent du bois de tension du côté opposé. Étant donné que, dans ce travail, tous les échantillons proviennent d'épicéas, le phénomène de bois de tension est volontairement laissé de côté.

Dans des conditions normales, la croissance d'un cerne débute par la formation de bois précoce, de couleur claire, composé de grandes cellules aux parois très minces, et se termine par une fine épaisseur de bois tardif, plus foncé et plus dense. Le bois de compression, formé de cellules très épaisses, va modifier cette structure (Fig. 2.6). Macroscopiquement, il se distingue par sa couleur, beaucoup plus sombre (brun foncé) que le bois précoce (beige). La production de bois de réaction est généralement immédiate après une déstabilisation (SHRODER, 1975). Elle est décalée d'une année si celle-ci a lieu après la période de croissance de l'arbre. Par exemple, pour un épicéa des Préalpes, dont la période de croissance se situe entre mai et septembre, un événement survenant en

automne sera enregistré l'année suivante. Ce décalage sera pris en compte lors de l'interprétation mais, pour des raisons pratiques, négligé pour le traitement des données. SHRODER (1978) relève que, lors d'un tilting très important, la réaction peut être retardée de quelques années. Cet effet peut toutefois être identifié par la présence d'une période de croissance réduite ("suppression"), qui précède le bois de compression.

Le bois de compression apparaît, le plus souvent, sur plusieurs années consécutives, ce qui traduit:

- Soit un (ou plusieurs) événement qui provoque un tilting important et l'arbre compense jusqu'à ce qu'il ait retrouvé la verticalité.
- Soit un mouvement continu, mais plutôt lent, qui déstabilise l'arbre durant toute une période (SCHMID & SCHWEINGRUBER, 1995).

Par conséquent, l'analyse des bois de compression doit être adaptée à l'une ou l'autre de ces causes, en fonction du type d'instabilité. Dans ce travail, comme tous les sites étudiés sont associés à des glissements profonds, générant des mouvements plutôt lents et continus, l'analyse s'est basée sur la deuxième cause.

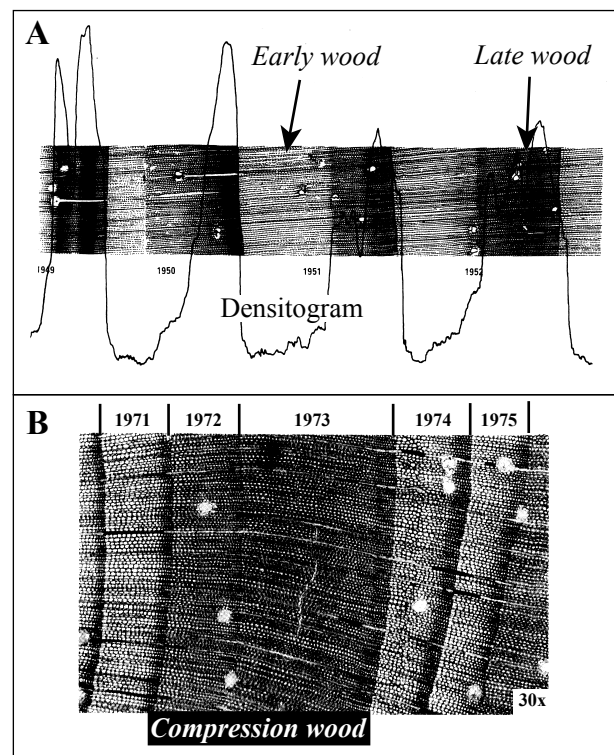


Fig. 2.6 Micro-sections of a coniferous tree (modified from SCHWEINGRUBER 1996). Figure A shows a normal growth characterized by the annual alternance of early and late wood. Figure B reveals a period of instability (1972-73), illustrated by the production of compression wood.

2.4.2. Démarche

Une méthode d'analyse a été développée dans le but de faire ressortir l'évolution générale de l'activité des glissements ainsi que les phases d'accélération. Elle classe les bois de compression en trois catégories, définies par les termes de "crescendo", "constante" et "decrescendo". La première recense les années qui montrent une augmentation de production de bois de réaction par rapport à l'année précédente. Seront pris en compte également les années qui marquent un changement significatif de direction de l'anomalie. La deuxième regroupe les cernes qui présentent une constance dans la production de bois de compression. Enfin, la troisième concerne les années qui indiquent une diminution de cette production.

Durant ses premières années de croissance, l'arbre est facilement déstabilisé par des agents extérieurs, comme le poids de la neige. Il est donc plus prudent d'exclure cette période de l'analyse, qui pourrait fausser les résultats. N'ayant trouvé aucune valeur de référence dans la littérature, le choix s'est fait arbitrairement en fixant une limite à 3 cm de diamètre.

Tous les échantillons sont analysés visuellement et les années marquées de bois de compression sont répertoriées dans une des trois catégories. Les années "crescendo" expriment une réactivation ou une accélération du glissement. Les "constante", bien qu'elles ne soient parfois que la trace d'un événement antérieur important, sont considérées ici comme indicatrices d'un mouvement continu et constant. Les "decrescendo" marquent une diminution, ou même un arrêt, de l'activité. Le mieux est alors de traiter deux séries de données avec, d'un côté, les années "crescendo" seules et, d'un autre, les années "crescendo" et "constante" ensemble. Un indice d'anomalie (Ia), en pourcentage, est calculé. Il rapporte le nombre d'anomalies (X) de chaque année (t), sur le nombre total d'arbres échantillonnés vivant cette année-là (N):

$$(a) \quad Ia [\%] = (\sum X(t) / \sum N(t)) \times 100$$

Pour faciliter l'interprétation et les corrélations, les résultats sont illustrés par des graphiques. Un exemple y est présenté dans la figure 2.7: le graphe A, qui intègre les années "crescendo" et "constante", donne une tendance générale de l'activité du glissement du Hohberg au cours du 20^{ème} siècle, tandis que le graphe B, représentant uniquement les années "crescendo", met en évidence les phases de réactivation ou d'accélération du glissement.

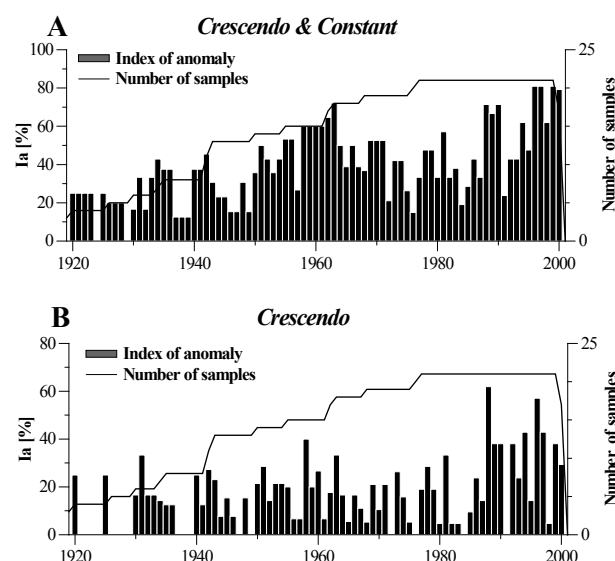


Fig. 2.7 Landslide activity deduced from compression wood analysis on the Hohberg area. **Graph A**, including the "crescendo & constant" parameters, shows a trend of activity during the last century. **Graph B**, based on the "crescendo" years only, expresses phases of reactivation or acceleration.

2.5. ANALYSE DE L'EXCENTRICITÉ

2.5.1. Principe de la méthode

La réaction d'un arbre, suite à un tilting, se marque également par une excentricité de croissance des cernes annuels (Fig. 2.4), engendrée par la formation de bois de réaction (SCURFIELD, 1973). Les travaux de BRAAM et al. (1987a et b) et WEISS (1988) ont démontré que l'étude de ce phénomène pouvait s'appliquer à la datation des instabilités de pente. Dans ce travail, une méthode d'analyse a été développée intégrant non seulement la fréquence des événements (analyse qualitative) mais également leur intensité (analyse quantitative). Elle se base sur le principe qu'il existe un rapport proportionnel entre le tilting de l'arbre et le mouvement de terrain qu'il subit. Cette relation est toutefois dépendante de la dimension de l'individu, du degré de pente et de la profondeur du plan de glissement. Il est donc nécessaire d'effectuer une sélection rigoureuse des arbres afin de diminuer, ou même d'annuler, l'influence de ces paramètres.

2.5.2. Démarche

Analyse qualitative

ALESTALO (1971) calcule l'excentricité en effectuant un rapport entre la largeur maximum et la lar-

leur minimum d'un cerne. Il mesure donc deux séries de données, la première dans la direction du tilting et la seconde du côté opposé (Fig. 2.4). Cette méthode est efficace, mais la mesure de la seconde série, qui montre des cernes très rapprochés, est souvent délicate à réaliser. Il est donc préférable d'utiliser, à la place, la courbe moyenne de croissance, déjà établie pour le calage dendrochronologique.

Pour chaque échantillon, les excentricités (E) sont calculées sous la forme de pourcentages, en effectuant la différence entre la largeur maximale (A) et la largeur moyenne (M) des cernes de chaque année (t), divisée par la largeur moyenne (Fig. 2.4 et 2.8B):

$$(b) \quad E(t) [\%] = ((A(t) - M(t)) / M(t)) \times 100$$

Les valeurs d'excentricité donnent l'évolution générale de l'activité mais les phases de réactivation ou d'accélération sont déterminées en étudiant leur variation relative dans le temps. BRAAM et al. (1987a) traitent les changements d'excentricité par périodes car, selon eux, les fluctuations annuelles d'excentricité ne sont parfois que du bruit. Cette approche, qui limite le risque d'intégrer de fausses données, se prête parfaitement à une étude d'événements importants et/ou spontanés comme des coulées de boue, des laves torrentielles ou des glissements superficiels. Cependant, dans un contexte de glissement profond, où les mouvements sont souvent lents et continus, les accélérations ne peuvent pas toujours être décelées. Pour cette raison, et malgré le risque d'enregistrer parfois des excentricités parasites, une étude sur les variations annuelles a été préférée. Cette méthode interdit toutefois une interprétation basée sur un seul échantillon car, pour atténuer l'importance des bruits, il est indispensable d'effectuer une analyse statistique. Le nombre d'échantillons dépend du nombre de candidats présents sur le site ainsi que du temps à disposition mais, comme pour toute analyse statistique, plus il est élevé, plus le résultat est fiable. Il faut également considérer les résultats comme relatifs et non absolus.

Pour chaque année, on calcule la variation d'excentricité, représentée par le taux de croissance (T), en soustrayant à la valeur d'excentricité de l'année (t) celle de l'année précédente ($t-1$) (Fig. 2.8C):

$$(c) \quad T(t) [\%] = E(t) - E(t-1)$$

Un filtre est appliqué pour éliminer les années à faibles excentricités, considérées comme bruit. La limite,

déterminée en fonction de la représentativité des résultats, a été fixée à 30%, ce qui signifie que toutes les années avec une excentricité inférieure à 30% sont éliminées. Le choix de cette valeur est certes subjectif mais comme on s'intéresse aux variations relatives et non absolues, ceci n'a pas grande importance.

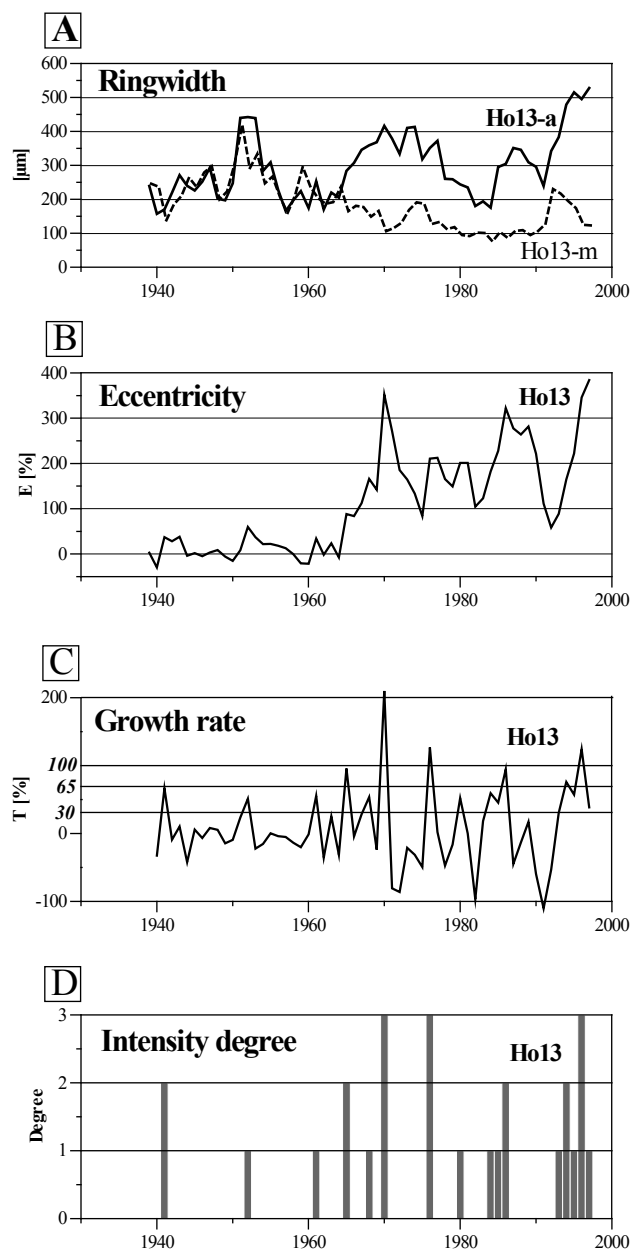


Fig. 2.8 Eccentricity analysis of a sample from the Hohberg landslide (Ho-13, zone 2; cf. Fig. 4.19).

A: comparison of maximum (Ho13-a) and mean (Ho13-m) ringwidths.

B: eccentricity curve.

C: eccentricity variation (growth rate).

D: intensity degrees based on growth rate values: 30-65% (degree 1), 65-100% (degree 2) and >100% (degree 3).

Le taux de croissance peut être positif (T+), négatif (T-) ou nul (T0) suivant qu'il indique une augmentation, une diminution ou une constance de l'excentricité. L'intérêt va se porter sur les années positives (T+) qui révèlent une recrudescence de l'instabilité, c'est-à-dire une réactivation ou accélération du glissement. Le traitement des données s'effectue de la même manière que pour l'analyse des bois de compression (formule **(a)**, Chap. 2.4.2).

Analyse quantitative

Jusqu'ici, l'analyse est qualitative et aucune valeur d'intensité n'a été intégrée. ALESTALO (1971) et SHRODER (1978) ont tenté d'établir une relation quantitative entre l'importance du tilting et la grandeur de l'excentricité; un lien entre les deux a été reconnu mais une relation absolue n'a pas pu être déterminée. Pour pallier ce problème, l'intensité a été définie de manière relative et sous la forme de degrés, chaque degré correspondant à une plage de valeurs du taux de croissance. Le nombre de degrés ainsi que leur extension sont déterminés en se calant, par tâtonnement, sur l'analyse de bois de réaction de plusieurs échantillons. Le choix s'est porté sur un système à trois degrés (Fig. 2.8D), délimités comme suit:

- **Degré 1** (intensité faible): taux de croissance entre 30 et 65 %
- **Degré 2** (intensité moyenne): taux de croissance entre 65 et 100 %
- **Degré 3** (intensité élevée): taux de croissance supérieur à 100 %

Remarques: les faibles variations d'excentricité, qui ne sont souvent que du bruit, sont exclues de l'analyse: le filtre a été fixé à 30 %. Les limites de 30, 65 et 100 %, adaptées pour cette analyse, ne sont pas des valeurs absolues et peuvent être redéfinies lors d'une nouvelle étude.

Les degrés sont ensuite intégrés comme coefficients d'intensité dans le calcul de l'indice d'anomalie et la formule **(a)** (Chap. 2.4.2) devient:

$$(d) \quad I_a [\%] = ((\sum X_{i(t)} \times C_i) / \sum N_{(t)}) \times 100$$

avec

I_a : indice d'anomalie

X_i : nombre d'anomalies de chaque degré i

C_i : coefficient d'intensité (équivalent à 1, 2 ou 3)

N : nombre total d'arbres échantillonnés

t : année

Des corrélations ont été effectuées avec les données du glissement du Hohberg pour vérifier la fiabilité de cette quantification. Les résultats des analyses de l'excentricité, avec et sans facteur d'intensité, ont été comparés avec les mesures de déplacement GPS sur une période de six ans (Fig. 2.9, 1a et 1b). Bien qu'il soit difficile de tirer un bilan sur une si courte période, les graphes parlent en faveur de l'analyse quantifiée qui montre une corrélation nettement meilleure.

2.6. DISCUSSION ET SYNTHÈSE DES MÉTHODES

Dans les chapitres précédents, on a vu que l'évolution de l'activité d'un glissement profond peut être représentée par l'analyse des bois de réaction ou par l'analyse de l'excentricité. En fonction de la méthode utilisée, deux types de représentation sont possibles mettant en évidence soit l'activité du glissement soit uniquement les accélérations. On les appellera respectivement les types A et B.

2.6.1. Type A - activité du glissement

Ce type de représentation intègre toutes les années marquées par une déstabilisation de l'arbre. Il peut être déterminé par les années "crescendo" et "constante" de l'analyse des bois de réaction ou par les valeurs d'excentricité. Contrairement au bois de réaction, l'excentricité n'est pas seulement causée par un tilting de l'arbre, mais également par d'autres facteurs écologiques, comme la répartition inégale d'humidité ou d'apport en nutriments (BRAAM et al, 1987a). Pour cette raison, seule l'analyse des bois de réaction a été retenue pour représenter l'activité des glissements.

2.6.2. Type B - accélérations du glissement

Dans ce type de représentation, sont pris en compte uniquement les années montrant une augmentation du tilting de l'arbre par rapport à l'année précédente. Les accélérations sont mises en évidence par les années "crescendo" de l'analyse des bois de réaction ou par les augmentations d'excentricité. L'analyse des bois de réaction est une approche purement visuelle et, de ce fait, subjective. Il est donc difficile de différencier les années "crescendo" des années "constante" car la variation naturelle de l'épaisseur des cernes va accentuer ou diminuer, de manière apparente, la production de bois de réac-

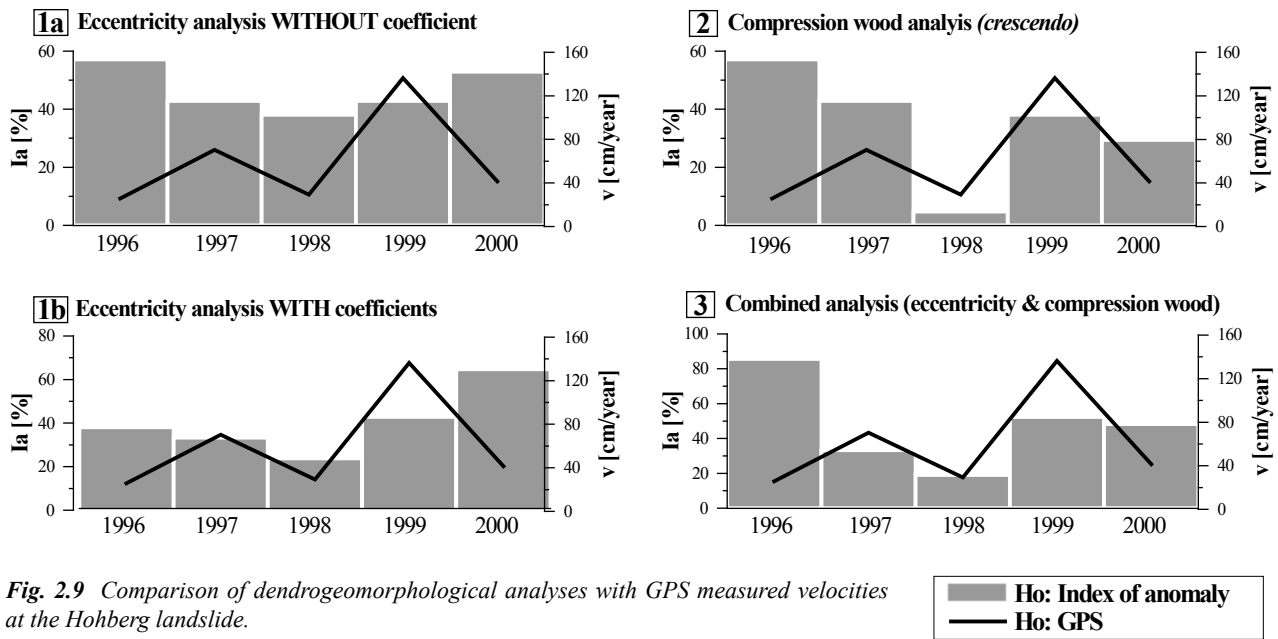


Fig. 2.9 Comparison of dendrogeomorphological analyses with GPS measured velocities at the Hohberg landslide.

tion; une croissance favorable peut faire apparaître une année "constante" comme "crescendo", et inversement lors d'une année à faible croissance. La combinaison des deux méthodes permet alors d'éviter le problème de subjectivité lié à l'analyse visuelle et, en même temps, d'éliminer une grande partie des enregistrements parasites associés à l'analyse d'excentricité. Le principe consiste à appliquer les résultats de l'analyse de l'excentricité sur les années "crescendo" et "constante" (sans les distinguer) de l'analyse de bois de réaction. L'indice d'anomalie est alors calculé à l'aide de la formule (d) en faisant correspondre à X le nombre d'anomalies d'excentricité et de bois de réaction. Cette méthode combinée a été appliquée sur

le glissement du Hohberg et corrélée avec les mesures de déplacement. Les résultats sont illustrés sur la figure 2.9 en comparaison avec les autres méthodes. Par rapport à l'analyse d'excentricité, on observe une légère amélioration. Par rapport à l'analyse des bois de réaction, les résultats, bien que différents, sont comparables au niveau de la fiabilité. Cet exemple ne permet donc pas de justifier l'utilisation de la méthode combinée aux dépens de l'analyse de bois de réaction, mais ceci est certainement dû à une trop courte période de corrélation. Comme les arguments théoriques privilégient cette méthode, elle a été retenue pour tous les sites.

3 - MESURES DE DÉPLACEMENT

3.1. INTRODUCTION

Le comportement dynamique actuel d'un glissement de terrain est identifié par des mesures de déplacements. Il existe diverses méthodes permettant d'effectuer ces mesures, chacune comportant des avantages et des inconvénients. Elles sont choisies en fonction du type de glissement, de l'ampleur des mouvements, du contexte environnemental (superficie, dégagement,...), de la précision requise, de la durée du suivi et bien entendu des moyens financiers. Il est donc nécessaire d'effectuer, au préalable, un travail de terrain détaillé, en dressant notamment une carte des instabilités (Chap. 1.3).

Dans cette étude, les systèmes de mesure utilisés sont le GPS (Chap. 3.2), les mesures de distances par laser (Chap. 3.3), les mesures de distance par câble et l'inclinométrie (Chap. 3.4). D'autres méthodes, comme la photogrammétrie, l'extensométrie, la triangulation, la polygonale ou le nivellement, ne sont pas traitées ici mais décrites par exemple dans BONNARD (1990), KEUSEN (1996) ou RAETZO-BRÜLHART (1997).

3.2. GPS (GLOBAL POSITIONING SYSTEM)

3.2.1. Principe

Le GPS est un système de navigation par satellite qui a été développé au cours des dernières décennies pour le Ministère de la Défense américaine. Il a été déclaré entièrement opérationnel le 17 juillet 1995. Le système repose sur un principe simple: si l'on connaît la position du satellite et le temps que met le signal provenant de ce satellite pour nous parvenir,

on peut en déduire notre position (ANDRÉANI, 2001). La position du satellite étant facilement connue, il reste à déterminer le temps de trajet du signal ainsi que notre position (c'est-à-dire les trois coordonnées géographiques). Il s'agit donc de résoudre un problème à quatre inconnues, et pour cela quatre équations sont nécessaires. Ici, les équations sont, en fait, les satellites. Le segment spatial a donc été défini de manière à ce que, à tout moment et en n'importe quel endroit de la Terre, nous puissions recevoir les signaux d'au moins quatre satellites, répartis le mieux possible et situés au-dessus d'un angle de 15 degrés par rapport à l'horizon. Cette dernière exigence est demandée afin d'éviter les reliefs montagneux ou autres obstacles masquant une partie du ciel. Le système complet est composé de 24 satellites (dont 3 de réserve et 3 de contrôle), situés à environ 20'200 km de la Terre sur 6 plans orbitaux d'une inclinaison de 55 degrés par rapport à l'équateur. Les satellites ont une vitesse de rotation deux fois plus rapide que celle de la Terre, c'est-à-dire qu'ils repassent toutes les 24 heures sur un même point.

3.2.2. Mode de positionnement et sources d'erreurs

Il existe plusieurs modes de positionnement (ANDRÉANI, 2001): le mode absolu et le mode relatif, en temps réel ou en temps différé:

- **Le mode absolu** fonctionne avec un seul récepteur et les mesures de distance ne sont pas corrigées. Les erreurs sont donc nombreuses et la précision est, dans le meilleur des cas, de l'ordre de quelques mètres.

- **Le mode relatif (ou différentiel, DGPS)** nécessite deux récepteurs GPS d'une technologie plus évoluée, le premier servant de référence pour calculer des cor-

rections qui sont ensuite appliquées au second (Fig. 3.1 et 3.2). En "temps réel", les corrections effectuées par le récepteur de référence sont transmises immédiatement et le récepteur mobile calcule une solution corrigée presque instantanément. La précision peut varier de quelques centimètres à quelques mètres suivant le type de récepteur utilisé. En "temps différé", les corrections sont calculées et appliquées après la campagne, à l'aide d'un logiciel spécifique. Avec ce système de post-traitement, les calculs de correction sont plus complets et la précision peut atteindre l'ordre du millimètre avec les récepteurs les plus performants.

Les mesures de déplacement d'un glissement de terrain demandent une précision optimale et pour cela, le mode de positionnement utilisé est généralement le différentiel (DGPS) en temps différé. La précision des mesures variera en fonction des paramètres suivants:



Fig. 3.1 GPS mobile station at the Hohberg landslide (point 13; Ann. 8).

- le nombre de satellites visibles et leur géométrie:

La précision augmente avec le nombre de satellites car plus on en utilise, plus grand est le nombre d'informations disponibles. La répartition des satellites joue également un rôle important; s'ils sont bien espacés, la zone d'erreur est minimisée (Fig. 3.3). L'indicateur de qualité est le GDOP (Geometric Dilution Of Precision) qui est fourni par le récepteur. Plus il est faible, plus la mesure est précise.

- le temps d'observation: La précision augmente avec le temps de mesure. Suivant la valeur du GDOP et la longueur de la ligne de base, un minimum de 10 à 15 minutes est généralement nécessaire.

- les obstructions: Lors de campagnes GPS sur un glissement de terrain, on est souvent gêné par le relief montagneux ou la forêt qui constituent des obstacles pour la réception des signaux. Il est donc très important, lors de l'implantation d'un réseau, de veiller à ce que tous les points de mesure soient suffisamment dégagés pour que le nombre de satellites nécessaires (au minimum 4) soient visibles.

- les conditions atmosphériques: Les signaux émis par les satellites, en traversant la ionosphère puis la troposphère, subissent un certain ralentissement qui varie en fonction de leurs propriétés physico-chimiques. Le récepteur prend en compte uniquement un modèle global pour effectuer cette correction et, suivant les conditions atmosphériques, la qualité de la mesure peut être réduite. Cette imprécision peut tou-

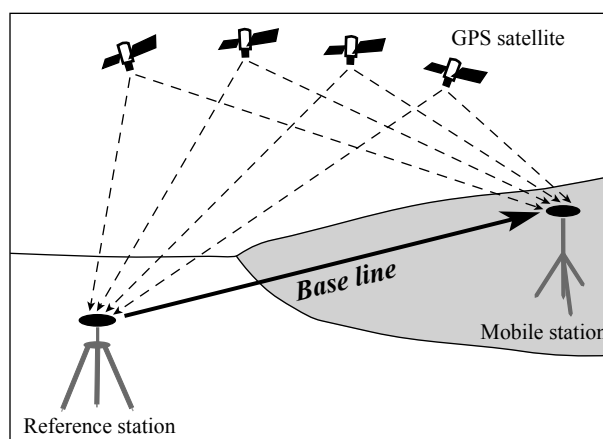


Fig. 3.2 Sketch of the differential GPS system (DGPS). To optimize measurement quality, the base line (distance between the reference station and the mobile station) has to be as short as possible.

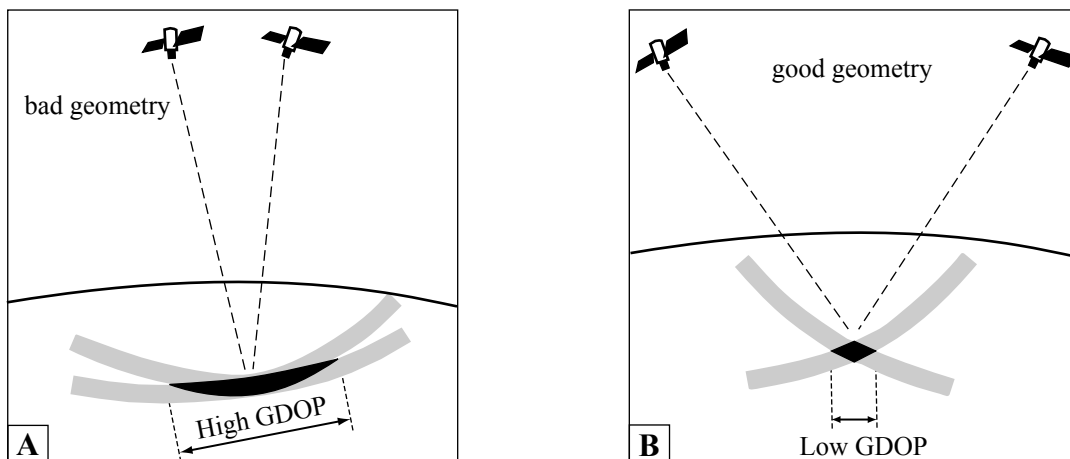


Fig. 3.3 Effect of satellite configuration on measurement quality. A good geometry generates a low GDOP (Geometric Dilution Of Precision), i.e. a better precision (modified from ANDREANI 2001).

tefois être atténuée en augmentant le temps d'observation.

- **les effets des multi-trajets:** Les signaux, en rencontrant des obstacles, sont absorbés, réfléchis ou réfractés. Ils changent donc de direction de propagation et parviennent avec un retard au récepteur, ce qui se traduit par une imprécision de mesure. Pour minimiser ces erreurs, il est recommandé de s'éloigner au maximum des obstacles visibles et de surélever l'antenne de réception.

- **la longueur de la ligne de base:** Pour gagner en précision, la longueur de la ligne de base, c'est-à-dire la distance reliant la station de référence à la station mobile, doit être minimale. La longueur de ce vecteur est prise en compte dans le calcul de précision théorique (Chap. 3.2.3).

- **le matériel utilisé:** La précision varie suivant le système et le modèle de récepteur utilisé. Elle est établie par le constructeur et fournie dans le manuel. Toutefois, le choix des trépieds peut jouer un rôle déterminant car un positionnement approximatif sur le point de mesure a des conséquences directes sur la précision.

- **le traitement des données:** Le post-traitement permet d'améliorer considérablement la qualité des mesures, notamment en supprimant certains intervalles enregistrés dans de mauvaises conditions. Il est également recommandé d'effectuer plusieurs traitements en modifiant les options.

3.2.3. Mesures et traitement des données

Le réseau GPS, c'est-à-dire l'emplacement et le nombre de points de mesures, est déterminé en fonction de la superficie du site, du temps à disposition et des moyens financiers. Deux types de points sont nécessaires: des **points "mobiles"** sur la masse active et des **points fixes**, de contrôle, en marge du glissement. Il est possible parfois d'utiliser des points de triangulation existants comme points de mesure mais, le plus souvent, ils sont implantés par nos soins. Le meilleur moyen est d'enfoncer un clou de géomètre dans un bloc rocheux (ou une souche) stable légèrement affleurant ou alors de planter, dans le sol, un tube métallique au diamètre adapté à la pointe du trépied. Tous les points sont reportés sur un fond topographique et signalés, sur le terrain, par des repères visuels (piquets fluorescents par exemple). Il est également conseillé de prendre quelques photos, sous différents angles, pour faciliter la localisation des points lors de chaque campagne.

En temps différé, le système de mesure est composé habituellement d'une station de référence et d'une, ou plusieurs, stations mobiles. La station de référence est installée dans une zone dégagée, le plus proche possible du site étudié et, étant donné que l'on travaille en mode relatif, on utilise le même point de référence pour toutes les campagnes. Cette station reste fixe et enregistre des mesures, en continu, pendant toute la durée de la campagne. Cette mesure permet de corriger, lors du traitement des données, certaines erreurs qui sont dépendantes de la distance

satellite-récepteur (e.g. erreurs d'orbites, erreurs d'horloge du satellite et du récepteur, retards troposphériques et ionosphériques,...). Les points fixes et mobiles enregistrés par les autres récepteurs sont alors calibrés par rapport à cette mesure de référence. Cette procédure de calibration basée uniquement sur le point de référence sera appelée, dans ce travail, calibration "solo". Si, par contre, des points de contrôle supplémentaires sont intégrés dans le traitement des données, on parlera alors de calibration "multi".

3.2.4. Précision des mesures

La précision peut être estimée, de manière relative et théorique, en effectuant la somme de deux termes, le premier étant constant et le deuxième linéaire, dépendant de la longueur de la ligne de base. D'après ANDRÉANI (2001), dans de bonnes conditions d'observation et si les précautions d'utilisation ont été respectées, les précisions obtenues sont de l'ordre de **0.5 cm + 2 ppm** (2 ppm correspondant à 2 fois la longueur du vecteur, en cm, divisé par 1 million). Sur le glissement du Hohberg par exemple (Chap. 4.5), les points de mesure les plus éloignés de la station de référence sont situés à une distance de 2.5 km, ce qui nous donne une précision de 0.5 cm + 2 x (250'000/1'000'000) cm, soit de 1 cm.

La précision réelle peut être exprimée par un calcul d'erreur absolu. Une des méthodes utilisées est le **2 drms** (ANDRÉANI, 2001), rms signifiant "root mean square" (traduit par erreur quadratique moyenne ou écart-type). Elle mesure la dispersion des valeurs par rapport à la moyenne, dans le plan horizontal XY, et se calcule en multipliant par deux la valeur de l'écart type. Il faut d'abord déterminer la moyenne des mesures et les distances avec chaque position (X_i). On calcule alors la racine de la somme du carré de ces distances sur le nombre de mesures moins une ($N-1$). Le tout est ensuite multiplié par deux:

$$2 \text{ drms} = \sqrt{\sum(X_i)^2 / (N-1)} \times 2$$

La probabilité associée à ce calcul se situe entre 95.4% et 98.2% (ANDRÉANI, 2001), c'est-à-dire que plus de 95% des mesures sont comprises dans la marge d'erreur fournie par le 2 drms. A titre d'exemple, un calcul effectué sur 5 points fixes du réseau du Hohberg, calibrés sur un seul et même point de référence, révèlent une valeur de 1.7 cm (Ann. 1). Dans ce cas, la précision obtenue par le calcul d'erreur absolu est nettement inférieure à l'estimation

théorique, ce qui nous montre que cette dernière n'est atteignable que dans des conditions de mesures parfaites. Il est alors plus prudent, et surtout plus réaliste, d'appliquer le résultat du 2 drms sur les points de mesure du glissement.

3.2.5. Interprétation des données

L'interprétation des mesures de déplacement, tout comme le calcul d'erreur, s'effectue de manière bidimensionnel où seules les coordonnées X et Y sont prises en compte. La composante Z d'altitude, beaucoup plus approximative, n'est généralement pas utilisée pour un positionnement précis. On parlera alors de déplacements ou de vitesses horizontales et non réelles.

Le déplacement subi par un point mobile est déterminé par la distance qui sépare deux coordonnées mesurées lors de deux campagnes différentes. Si l'on applique la marge d'erreur du 2 drms sur chacune des mesures, la précision de la valeur de déplacement est double (Fig. 3.4). Mais les imprécisions de mesure n'agissent pas que sur la valeur de déplacement, elles influencent également sa direction. Pour pallier ce

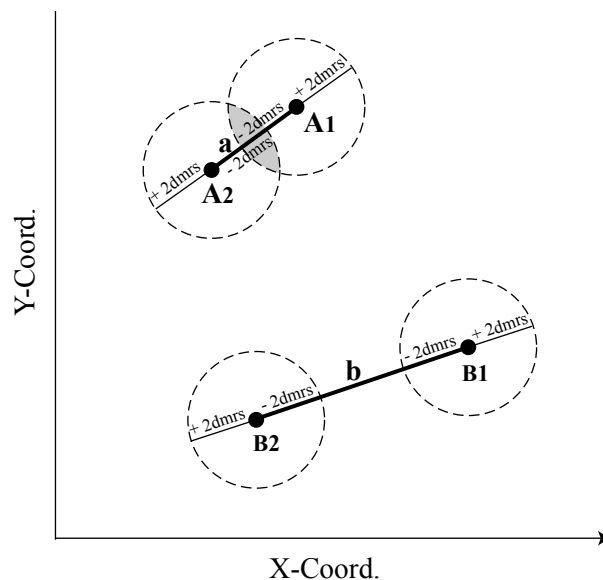


Fig. 3.4 Precision of displacement values based on the 2 drms calculation. Points A and B are measured at two different times (t_1 and t_2) with a precision equal to 2 drms (dashed circular lines). **Point A:** the distance **a** between A1 and A2 is shorter than the cumulative margins of error and can, therefore, not be considered as a real displacement. **Point B:** the displacement between B1 and B2 is equal to **b**, with a margin of error of 4 drms (+4 drms and -4 drms in the displacement direction).

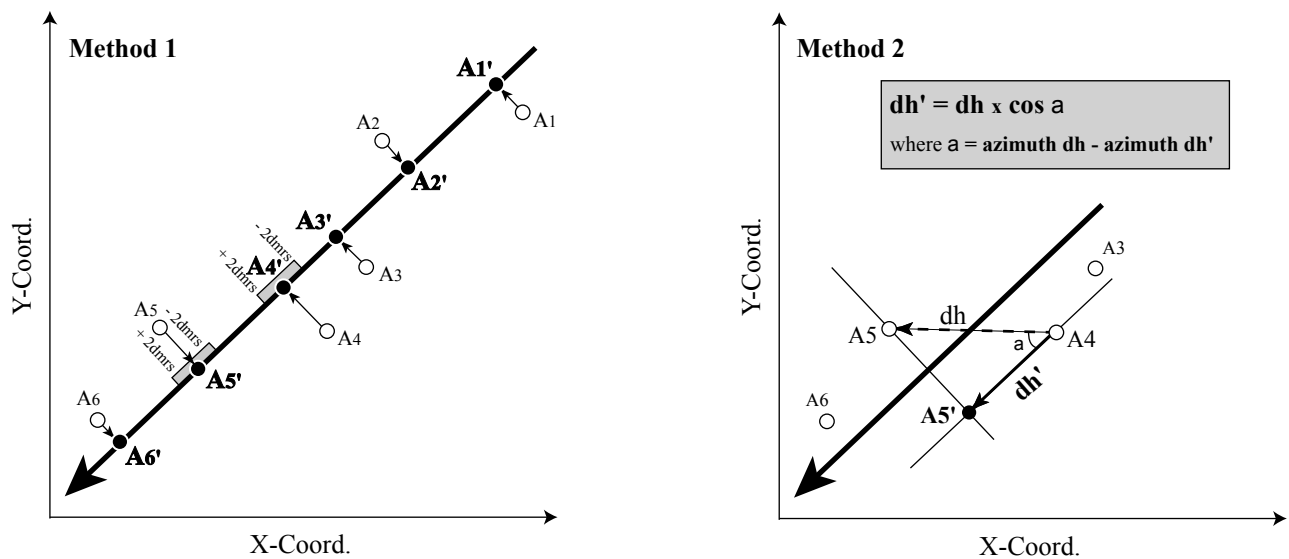


Fig. 3.5 Calculation of displacements along the mean direction axis.

Method 1: All measurements of point A are reported on the mean direction axis by an orthogonal projection. The displacements are then measured as a function of each new position. The **bold arrow** represents the mean direction axis, calculated by linear regression. **A1**,..., **A6** illustrate the evolution of point A coordinates for each field campaign, whereas **A1'**,..., **A6'** determine their respective projection on the mean direction axis. The orthogonal projection can be realized graphically, or mathematically with the help of a complex formula (not presented in this study).

Method 2: The measured displacements (dh) are projected on the mean direction axis.

problème, deux méthodes sont proposées, permettant d'observer les déplacements dans une seule et même direction (Fig. 3.5). La première consiste à définir une direction moyenne de toutes les mesures en effectuant une régression linéaire; les coordonnées sont ensuite projetées orthogonalement sur cette droite et les déplacements, ainsi que les vitesses, sont calculés à partir de ces nouvelles positions. La deuxième méthode, mathématiquement plus simple, consiste à projeter les valeurs de déplacements mesurées sur l'axe de direction moyenne. Bien que cette correction améliore l'exactitude, elle n'augmente pas pour autant la précision, et la marge d'erreur à prendre en considération équivaut toujours à deux fois le 2 drms.

3.2.6. Critique de la méthode

Avantages du GPS

- Les campagnes GPS offrent la possibilité d'instal-

ler un réseau de points de mesure très vaste, permettant d'apprécier au mieux les variations spatiales des mouvements du glissement de terrain.

- Les mesures peuvent être effectuées quelles que soient les conditions météorologiques.

- Contrairement aux mesures laser, le GPS n'exige pas de ligne de visée depuis un point fixe, ce qui nous permet de réaliser des mesures indépendamment de la morphologie du site.

- Les mesures GPS permettent non seulement de quantifier les mouvements mais également d'en indiquer la direction.

- L'implantation du réseau de points (avec des clous de géomètre de préférence) est simple, rapide et bon marché. De plus, ce matériel est discret et non-dommageable, donc idéal pour un équipement permanent.

Inconvénients du GPS

- La mesure GPS dépend du nombre de satellites visibles et de leur constellation, ce qui implique que lors de conditions défavorables, les enregistrements ne puissent être effectués. L'opérateur doit donc s'adapter à cette contrainte, qui peut parfois faire perdre du temps. Ce problème est très présent dans l'étude des instabilités de terrain car le relief montagneux diminue l'angle d'ouverture vers le ciel.
- La forêt constitue un obstacle pour les signaux, et les mesures ne peuvent être réalisées que dans des zones suffisamment dégagées.
- Le système GPS utilisé dans cette étude ne permet que des mesures ponctuelles et les variations de vitesse comprises entre deux campagnes ne peuvent pas être mises en évidence. Il existe actuellement des systèmes, relativement onéreux, qui permettent des enregistrements en continu.
- Il est difficile d'évaluer et surtout de corriger, de manière systématique, les imprécisions de mesure. En effet, de nombreux paramètres interfèrent sur la qualité de la mesure et le traitement des données est souvent laborieux. Il faut donc compter avec une marge d'erreur assez importante (± 3.4 cm dans le cas du Hohberg) et les faibles déplacements ne peuvent ainsi être mis en évidence.
- Une campagne GPS exige au minimum deux personnes: une première, avec la station mobile, pour mesurer les points fixes et mobiles et une deuxième pour contrôler le bon fonctionnement de la station de référence. Suivant la superficie et la densité du réseau, des récepteurs mobiles supplémentaires seront nécessaires et, par la même occasion, un plus grand nombre d'opérateurs.

3.3. MESURES DE DISTANCE PAR LASER

3.3.1. Principe

Les mesures sont effectuées depuis un appareil situé en zone stable vers un ou plusieurs réflecteurs installés sur la masse active. Les faisceaux laser émis sont réfléchis par le réflecteur et retransmis à l'appareil qui calculera, en fonction de la durée du trajet, la distance parcourue. L'évolution de ces distances, dans le temps, permet de déterminer les déplacements

ainsi que les vitesses des mouvements. Les mesures sont réalisées de manière ponctuelle ou en continu suivant le dispositif utilisé.

3.3.2. Le théodolite

Les théodolites modernes possèdent, en plus du système de triangulation classique, un distomètre laser permettant des mesures plus rapides. Bien qu'il existe actuellement des dispositifs capables d'enregistrer des mesures en continu, le théodolite est le plus souvent utilisé pour des mesures ponctuelles. Lors de chaque campagne, l'instrument est installé sur un même point de référence (station de base), situé en zone stable et si possible dans l'axe de direction des mouvements. Les mesures sont effectuées sur deux types de points: des points "mobiles" situés sur la masse active et des points stables de contrôle. Ils sont matérialisés par des prismes réflecteurs généralement fixés sur des poteaux, des habitations ou des pylônes électriques. En l'espace d'une heure, entre 10 et 25 points peuvent être mesurés (RAETZOBRÜLHART, 1997).

Précision des mesures

Hormis les erreurs liées à l'opérateur, comme une installation imprécise ou de mauvaises manipulations, la précision des mesures est de l'ordre du millimètre. Un calcul a été effectué sur les données du Hohberg à l'aide de deux points de contrôle situés respectivement à 230 m et 580 m de la station de base. La méthode utilisée est la même que pour le calcul d'erreur du GPS, soit de "deux fois l'écart-type" (Chap. 3.2.4). La différence réside dans le fait que, dans ce cas, la dispersion des valeurs est unidimensionnelle et les résultats sont dénommés par 2σ (et non pas 2 drms). Le calcul effectué sur le premier point de contrôle donne un 2σ de 3.2 mm, soit de 1.4 mm pour une distance de 100 m. Sur le deuxième point, la valeur est de 7.2 mm, soit de 1.2 mm pour 100 m de visée. Ces résultats démontrent clairement que l'erreur augmente avec la distance de visée et, dans le cas présent, de manière proportionnelle. Il est dès lors possible d'attribuer à chaque mesure de distance, effectuée sur les points mobiles du glissement du Hohberg, une valeur de précision de ± 1.3 mm/100 m (moyenne de 1.2 et 1.4 mm).

Correction des mesures

Dans le cas de mesures de déplacements, l'intérêt se porte sur les variations de distances et non pas sur les distances absolues. Il est alors possible de corriger,

à l'aide des points de contrôle, les résultats de chaque campagne en se référant à la mesure zéro; les différences des résultats de tous les points de contrôle, par rapport à la mesure zéro, sont moyennées et la valeur obtenue est appliquée aux autres mesures. Sur la base des données du Hohberg, ce système de correction permet d'atteindre une précision à 2σ de ± 0.4 mm/100 m, soit de ± 0.8 mm/100m en terme de déplacement. Si les mesures ne sont pas réalisées dans l'alignement des mouvements, une correction angulaire doit également être appliquée afin de calculer le déplacement réel de chaque point (Fig. 3.6).

Avantages du théodolite

- Les mesures théodolites sont très précises (environ 1 mm/100m) et les corrections sont simples à effectuer.
- Une fois le réseau de points installé, les mesures sont rapidement réalisées (10-25 points par heure).

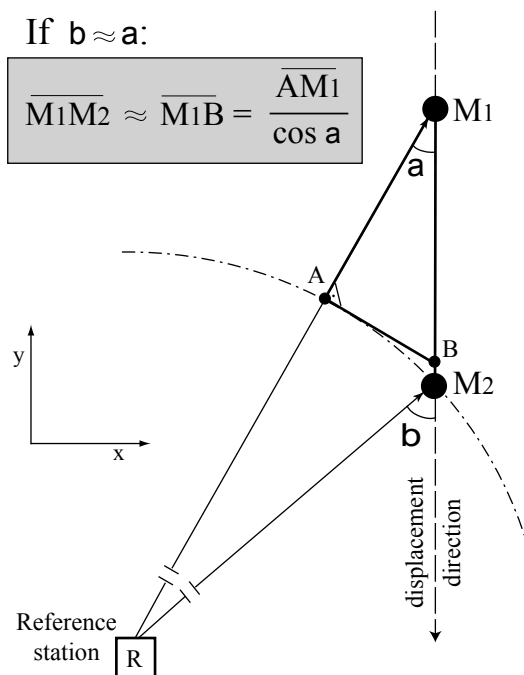


Fig. 3.6 Calculation of real displacement with a laser distometer.

M_1 and M_2 : positions of the mobile point M at times t_1 and t_2 , respectively.

$\overline{RM_1}$: distance measured at time t_1 .

$\overline{RM_2}$: distance measured at time t_2 .

$\overline{AM_1}$: measured displacement.

$\overline{M_1M_2}$: real displacement of point M .

$\overline{M_1B}$: calculated (and finally considered) displacement of point M .

- L'équipement du site est simple, discret, bon marché et, dans le cas où l'on installe les prismes réflecteurs en hauteur (sur poteaux, pylônes ou habitations), non-dommageable. Le système est alors idéal pour un suivi à long terme.

- Les campagnes de mesure ne demandent la présence que d'un seul opérateur.

Inconvénients du théodolite

- Comme les points sont généralement mesurés depuis une seule station de référence, l'azimut des mouvements ne peut pas être déterminé. Pour chaque point, la direction moyenne des déplacements doit être estimée afin de calculer les déplacements réels.

- Le système utilisé ici ne permet que des mesures ponctuelles, c'est-à-dire que, comme pour le GPS, la qualité des informations varie en fonction de la fréquence des mesures.

- Le réseau de points est dépendant des obstacles (reliefs, végétation, constructions) présents sur le site. En effet, les mesures de distances ne peuvent être effectuées que si la ligne de visée est complètement dégagée, ce qui restreint souvent la densité et l'extension du réseau.

- Comme on l'a vu auparavant, la précision des mesures est inversement proportionnelle à la distance de visée donc, en fonction de la superficie du site, il est nécessaire d'installer des stations de référence supplémentaires.

- Sous certaines conditions météorologiques, et principalement lors de brouillard ou de précipitations intenses, les mesures sont impossibles.

3.3.3. Le Disto™

Le laser-Disto™ est un instrument de mesure de distance mis au point par l'entreprise Leica. Le dispositif est petit, léger et peut être fixé sur un trépied pour appareil photographique. La visée peut s'effectuer soit sur des prismes réflecteurs soit sur des cibles spécifiques livrées par le fournisseur. Les mesures sont réalisées, comme pour le théodolite, depuis une station de base, située en zone stable, vers des points "mobiles" de la masse active. Quelques points fixes sont également nécessaires pour contrôler la fiabilité des mesures.

Précision et correction des mesures

Le manuel d'utilisation du Disto™ fourni par Leica donne une valeur de précision (2σ), pour le modèle "pro", de $\pm 2\text{mm}$ pour les mesures de courtes distances et de $\pm 30\text{ ppm}$ (c'est-à-dire $\pm 3\text{ mm} / 100\text{ m}$) pour une grande portée. Ces valeurs ne prennent toutefois pas en compte les fortes variations météorologiques ainsi que les imprécisions de montage du dispositif. Pour cela, un calcul d'erreur réel a été effectué sur 5 points du glissement de Villarbeney, situés à des distances variant entre 8 m et 18 m de la station de base (Ann. 20A). Pour tous les points, deux à trois séries de mesures de contrôle ont été effectuées en réinstallant à chaque fois le dispositif. La précision moyenne ainsi obtenue, à 2σ , est de $\pm 5.5\text{ mm}$. La marge d'erreur réelle calculée est donc supérieure aux valeurs fournies par le manuel, ce qui est dû essentiellement à une imprécision d'installation, et plus particulièrement au type de trépied utilisé qui ne permet pas un ajustement parfait.

Une correction peut être appliquée sur les mesures de déplacements de la même manière que pour le théodolite, c'est-à-dire à l'aide de points fixes de contrôle (Chap. 3.3.2). Le nombre de données étant insuffisant pour effectuer un calcul d'erreur, la précision obtenue après correction ne peut être déterminée. Intuitivement, on peut supposer une valeur à 2σ de 2-3 mm/100 m. Il faudra également intégrer une correction angulaire si les mesures ne sont pas réalisées dans l'axe de direction des mouvements.

Avantages du Disto™

- Le dispositif est très bon marché (env. 1'000 – 1'500 SFr).
- L'appareillage est petit, léger et très simple à utiliser. De plus, les cibles réfléchissantes peuvent être fixées sur des arbres par de simples clous. Le système se prête alors parfaitement bien à des mesures en forêt.
- Une fois le réseau de points installé, les mesures sont rapides.
- Les campagnes de mesures ne demandent la présence que d'un seul opérateur.

Inconvénients du Disto™

Le Disto™ possède les mêmes défauts que le théodolite (Chap. 3.3.2) mais de plus:

- Il n'est pas adapté pour être fixé sur un trépied théodolite et l'utilisation d'un trépied de photographe ne permet pas une installation aussi précise.

- Il n'offre pas un système de visée aussi performant que le théodolite et les mesures au-delà de 100 m sont difficiles à réaliser.

- Même si elle reste correcte, la précision des mesures est inférieure à celle du théodolite.

3.3.4. Le DICLAS

Pour les mesures de distances en continu, un dispositif appelé DICLAS (Distance en Continu par LASer) a été mis au point par le Laboratoire de Mécanique des Sols (LMS) de l'EPFL. Le système comprend un Disto™, un prisme réflecteur, un micro-ordinateur portable, une batterie tampon 12 volts et un système d'alimentation électrique ou un panneau solaire (Fig. 3.7). Le dispositif doit être installé impérativement en zone stable et le plus possible dans la direction du mouvement. Le prisme réflecteur est fixé sur un socle résistant en béton, solidement ancré dans le terrain. Les mesures, effectuées par le Disto™, sont pilotées par le micro-ordinateur pré-programmé puis enregistrées dans un fichier. Le système permet de choisir la fréquence des mesures ainsi que le nombre de lectures à moyenniser. Par exemple, un dispositif installé sur le glissement du Hohberg est programmé pour effectuer 5 mesures (qui sont ensuite moyennées) toutes les 90 minutes. Le choix de la fréquence des mesures doit être adapté au type d'instabilité et à la vitesse des mouvements. La portée nominale est de 140 m mais elle peut être étendue à plus de 400 m par l'emploi d'un réflecteur adéquat (STEINMANN, 1996).

Précision des mesures

La précision dépendra du modèle de Disto™ utilisé et de la distance de mesure. Les tests du LMS ont révélé les valeurs suivantes: $\pm 1\text{mm}$ à 10 m, $\pm 3\text{ mm}$ à 140 m et $\pm 5\text{ mm}$ à 400 m (STEINMANN, 1996). En effectuant un calcul d'erreur sur les données d'un DICLAS du glissement du Hohberg, on obtient une précision moyenne, à 2σ , de $\pm 4\text{ mm}$ pour la période de 1997 à 2000 et de $\pm 9\text{ mm}$ depuis mars 2000. Si l'on tient compte de la distance mesurée qui est de 150 m, le premier résultat coïncide bien avec les valeurs énoncées plus haut. Par contre, depuis mars 2000, la précision se dégrade fortement, passant de

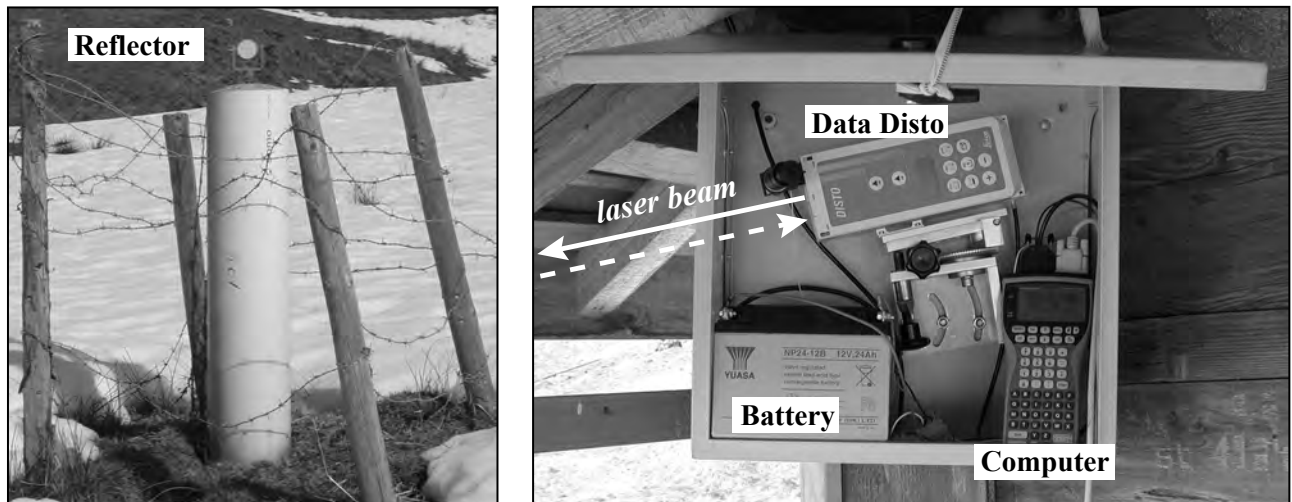


Fig. 3.7 DICLAS system configuration at the Hohberg landslide.

± 4 mm à ± 9 mm. Ceci s'explique vraisemblablement par une usure du Disto™ ou un léger dysfonctionnement du système.

Avantages du DICLAS

- L'enregistrement de mesures en continu permet d'observer, de manière très précise, l'évolution des déplacements dans le temps. Le DICLAS est idéal pour la surveillance d'un site.

- Le DICLAS offre une bonne précision si la portée n'est pas trop grande.

- Le système est simple d'utilisation et son coût est modeste (env. 5'000 SFr).

- Environ 3'000 mesures peuvent être stockées dans le fichier, ce qui correspond à plus de 6 mois d'enregistrement avec des lectures toutes les 90 minutes.

- Les données, une fois transférées sur un ordinateur portable, sont traitées très rapidement.

Inconvénients du DICLAS

- Le DICLAS ne mesure qu'un seul point du glissement; les variations spatiales des mouvements ne sont donc pas déterminées.

- Pour fonctionner, le système nécessite une alimentation électrique (ou par panneaux solaires) permanente.

- Comme il n'est pas toujours possible de placer le dispositif dans l'axe de direction des mouvements, le Disto™ doit régulièrement être réajusté vers la cible. Cette contrainte sera d'autant plus importante si l'angle de visée ou les vitesses de déplacement sont élevées.

- Le système ne fonctionne pas en cas de brouillard dense ou de précipitations intenses.

3.4. AUTRES MÉTHODES

3.4.1. Mesures de distance par câble

La mesure de distances par câble est une méthode simple et efficace permettant d'enregistrer, de manière permanente, les déplacements d'un point du glissement. Le système comprend un câble, une poulie, un contrepoids et une échelle graduée (Fig. 3.8). Une extrémité du câble est fixée à un élément (bloc, souche, arbre,...) situé sur la masse active tandis que l'autre est rattachée à un contrepoids qui exerce une tension sur le câble. Si la station de référence est située en aval du point "mobile", les déplacements sont enregistrés par une descente du contrepoids le long de la graduation, et par une remontée si la référence est placée en amont. Une mesure traduit un mouvement relatif entre deux points et on parlera de déplacements absolus seulement si la référence est située en zone stable.

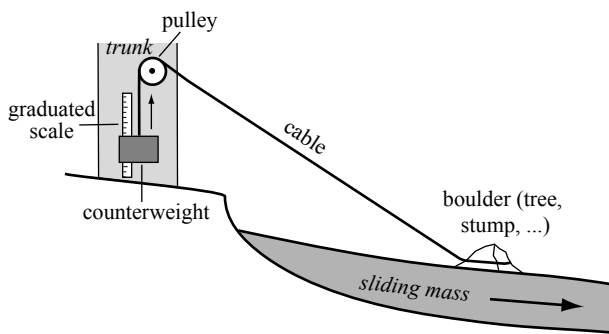


Fig. 3.8 Cable system configuration for distance measurements.

Précision et correction des mesures

Un système a été installé, par le bureau Geotest SA, dans une zone très active du glissement du Hohberg ($v > 1$ m/an). Dans ce cas, une précision de l'ordre du centimètre était amplement suffisante et le système mis en place, comportant un câble d'une dizaine de mètres, répondait à cette demande. De ce fait, aucun test ni calcul n'a été entrepris pour évaluer la marge d'erreur exacte de cette méthode. Dans un cas idéal, le dispositif est installé dans la direction des mouvements et les mesures enregistrées correspondent aux déplacements réels. Par contre, si le système est disposé obliquement, une correction d'angle doit être appliquée conformément aux mesures de distances par laser.

Avantages de la mesure par câble

- L'installation est simple et très peu coûteuse (une centaine de francs).
- Mis à part un réajustement périodique du contre-poids, le travail de l'opérateur consiste uniquement à effectuer les relevés. En effet, la mesure des mouvements est permanente et les résultats sont fournis par le déplacement du contre-poids le long de la graduation.

Inconvénients de la mesure par câble

- Le système n'est pas automatisé et l'opérateur doit se déplacer pour effectuer les relevés.
- La présence d'un câble est incommode à l'égard de la faune.
- La précision varie en fonction de la longueur du câble; elle est de l'ordre du cm sur de courtes distances et peut atteindre le dm sur de longues distances.

- Pour de longues distances, en plus du problème de dégradation de la précision, le système exige l'utilisation de contre-poids très lourds pour maintenir le câble sous tension.

3.4.2. Inclinométrie

L'inclinométrie est utilisée afin de déterminer l'évolution des mouvements en profondeur. Le système consiste à installer dans un forage un tube muni de 4 rainures orthogonales et d'y introduire une sonde munie de roulettes. Celle-ci, lors de sa descente, va enregistrer les variations d'inclinaison du tube dans deux directions, par paliers consécutifs (par exemple tous les 50 cm). La répétition de ces mesures, dans le temps, permet de définir le diagramme des mouvements sur la verticale en y révélant notamment la profondeur des différents plans de glissement. Lorsqu'une zone de cisaillement est reconnue, on peut y placer une sonde inclinométrique fixe et enregistrer en continu sa variation d'inclinaison. Pour disposer de mouvements absolus, il faut que la base du tube soit scellée dans la roche en place; par conséquent, il ne faut pas lésiner avec la profondeur du tube inclinométrique et descendre quelques mètres dans la roche en place.

Précision des mesures

La plupart des appareils offrent une précision excellente, avoisinant 0.25 mm/m. Cette valeur peut encore être améliorée en procédant non pas à deux passages de la sonde placée de façon diamétralement opposée mais à quatre passages de la sonde pour n'utiliser que l'accéléromètre indiquant les déviations dans le plan des roulettes, qui est un peu plus précis que celui situé dans un plan orthogonal. Le cône d'erreur moyen peut ainsi être réduit à 0.15 mm/m (BONNARD, 1990).

Avantages de l'inclinométrie

- La mesure inclinométrique permet d'observer les variations de déplacements en profondeur et de localiser ainsi les plans de glissements.
- Les déplacements peuvent être enregistrés en continu.

Inconvénients de l'inclinométrie

- Pour chaque mesure inclinométrique, un forage doit être réalisé au préalable. C'est donc une méthode lourde et coûteuse.

- Les mesures sont limitées dans le temps. En effet, une fois le forage cisailé par les mouvements, elles sont définitivement interrompues et ceci d'autant plus rapidement si les déplacements sont importants.

- Les données fournies par une sonde inclinométrique ne sont pas représentatives du glissement en entier; pour une reconnaissance complète du site, il faut multiplier les forages.

4 - GLISSEMENT DU HOHBERG

4.1. GÉNÉRALITÉS

4.1.1. Situation et description du glissement

Le glissement de Hohberg-Rohr, appelé également glissement du Hohberg, est situé dans les Préalpes fribourgeoises à environ 7 km au sud de Plaffeien et 1.5 km au nord du Schwarzsee, en rive droite de la Warme Sense (coordonnées moyennes du glissement: 590.100/169.850; Fig. 4.1). Long de 2.5 km et large de 300 à 1000 m, il s'étend du Hohmattli (1790 m.s.m.) jusqu'en vallée (1025 m.s.m.) avec une pente de 11 à 14 % entre 1025 et 1550 m et de 30 à 50 % au-dessus de 1550 m (Fig. 4.2). La superficie du glissement est d'environ 2 km² et son volume est estimé à 30 millions de m³ si l'on tient compte de la masse active et latente (RAETZO et al., 2000). Environ 40 % de la surface du glissement est boisé, le reste étant essentiellement composé de pâturages. Quelques chalets sont répartis sur la masse active et une trentaine d'habitations (Gerendacherli et Rohr) est implantée dans la zone frontale du glissement (Fig. 4.2, Ann. 2B). La forme du glissement est de type "sablier", c'est-à-dire avec des parties supérieure et inférieure évasées et une zone intermédiaire plus resserrée. La partie supérieure est représentée par plusieurs couloirs actifs, d'une largeur variant entre 100 et 200 m, répartis entre Aettenberg et Hohmattli (Fig. 4.2). En grande partie recouverts de forêts, les couloirs se distinguent des zones stables par la présence de feuillus aux dépens de conifères (Ann. 2A). La zone intermédiaire, qui s'étend d'Udrischli à Ludena (env. 1300 m à 1150 m d'altitude) sur une largeur de 150 à 200 m, constitue la zone de transit où tous les couloirs supérieurs convergent. La partie inférieure plus évasée (env. 400 m de largeur) s'étale jusqu'en vallée avec une morphologie convexe caractéristique de front de glissement (Ann. 2B). La reconnaissance

par forages, mesures inclinométriques et sondages sismiques a révélé une profondeur moyenne de 30 m pour la masse active et latente et un plan de glissement entre 15 et 18 m dans les parties inférieure et intermédiaire (LATELTIN et al., 1997; RAETZO et al., 2000). Selon la classification décrite en chapitre 1.4, le glissement du Hohberg peut être défini comme un glissement profond (> 10 m) avec un mouvement principal de type translationnel. Le chapitre 4.2.6 traitera plus en détail les phénomènes d'instabilité rencontrés dans les différents secteurs.

4.1.2. Historique et état des connaissances

Un rapport du Génie agricole daté du 9 mai 1952 énonce des problèmes d'instabilités dans la région du couloir sud du glissement du Hohberg (ICF, 1952; Fig. 4.2). Il précise que la fonte des neiges a produit une sursaturation du sol, ce qui déclencha le glissement de terrain. Les mouvements ont causé la destruction du chemin menant à Lengmoos. Une année plus tard, une lettre de l'Inspection Cantonale des Forêts, adressée à l'Inspection Fédérale des Forêts, relève que la situation s'est encore aggravée dans ce secteur au cours du printemps 1953 (ICF, 1953): "*Un éboulement s'est produit l'année dernière dans la région du Längmos, vallée du Lac Noir. Le phénomène s'est aggravé au cours de ce printemps... Fribourg, le 16 juin 1953*". Cette lettre demande une subvention pour des travaux d'assainissements (drainage des eaux stagnantes et des zones humides), un reboisement complémentaire et l'installation d'une clôture autour du secteur en question. En 1961, la carte géologique au 1:25'000 du Gurnigel établie par TERCIER & BIERI (1961) indique des phénomènes d'instabilité dans la région du Hohberg. Au cours des années septante, des travaux sur les instabilités de terrain intégrant le secteur du Hohberg sont effectués

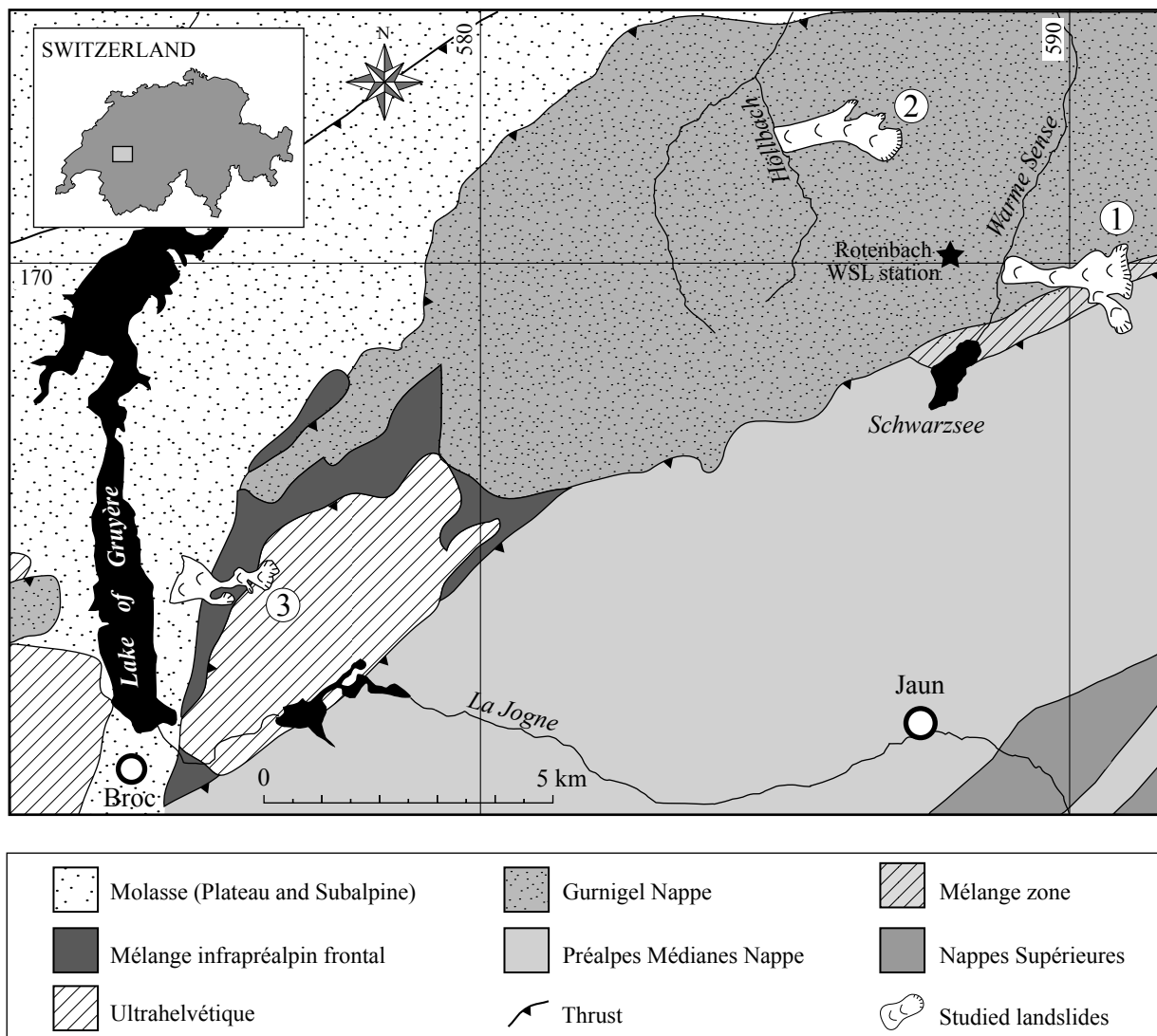


Fig. 4.1 Location of studied landslides (1: Hohberg, 2: Falli Hölli, 3: Villarbeney) with simplified tectonic context (after PASQUIER, in prep).

par l'Institut de Géologie de l'Université de Fribourg. Il s'agit de la "carte préliminaire des glissements de terrain du Canton de Fribourg", effectuée par CARON et al. (1976), et de l' "Etude de stabilité pour la planification touristique du Lac Noir " par PLANCHEREL & CARON (1979). En 1992, dans le cadre du Programme National de Recherche 31 (LATELTIN et al., 1997), un travail de cartographie détaillé est engagé sur le glissement du Hohberg par l'Institut de Géologie. Une carte d'instabilité au 1:10'000 est présentée en octobre 1993 au "Forstlichen Arbeitsgruppe für Naturgefahren" (FAN). En 1994, des mesures sismiques sont entreprises sur la marge nord du glissement, au-dessus du quartier de Mösli. Dans la même année,

la Commission Cantonale sur les Dangers Naturels (CCDN) rédige le rapport BATGLISS: fiches des secteurs Rohr, Mösli, Untere Metzgera, Obere Metzgera. En 1995, D. Zuffi de l'Office Cantonal des Forêts attribue, sur la base de la carte d'instabilité de 1993, un mandat à l'Institut de Géologie de Fribourg pour une surveillance de la partie supérieure du glissement du Hohberg. Un réseau GPS est installé en collaboration avec le Bureau des Autoroutes (BAR). Les résultats des mesures GPS montrent des déplacements importants, qui amènent à une intensification du réseau et l'établissement d'une nouvelle carte d'instabilité au 1:10'000 (Chap. 4.2.6). Des constructions étant menacées, une commission technique, repré-

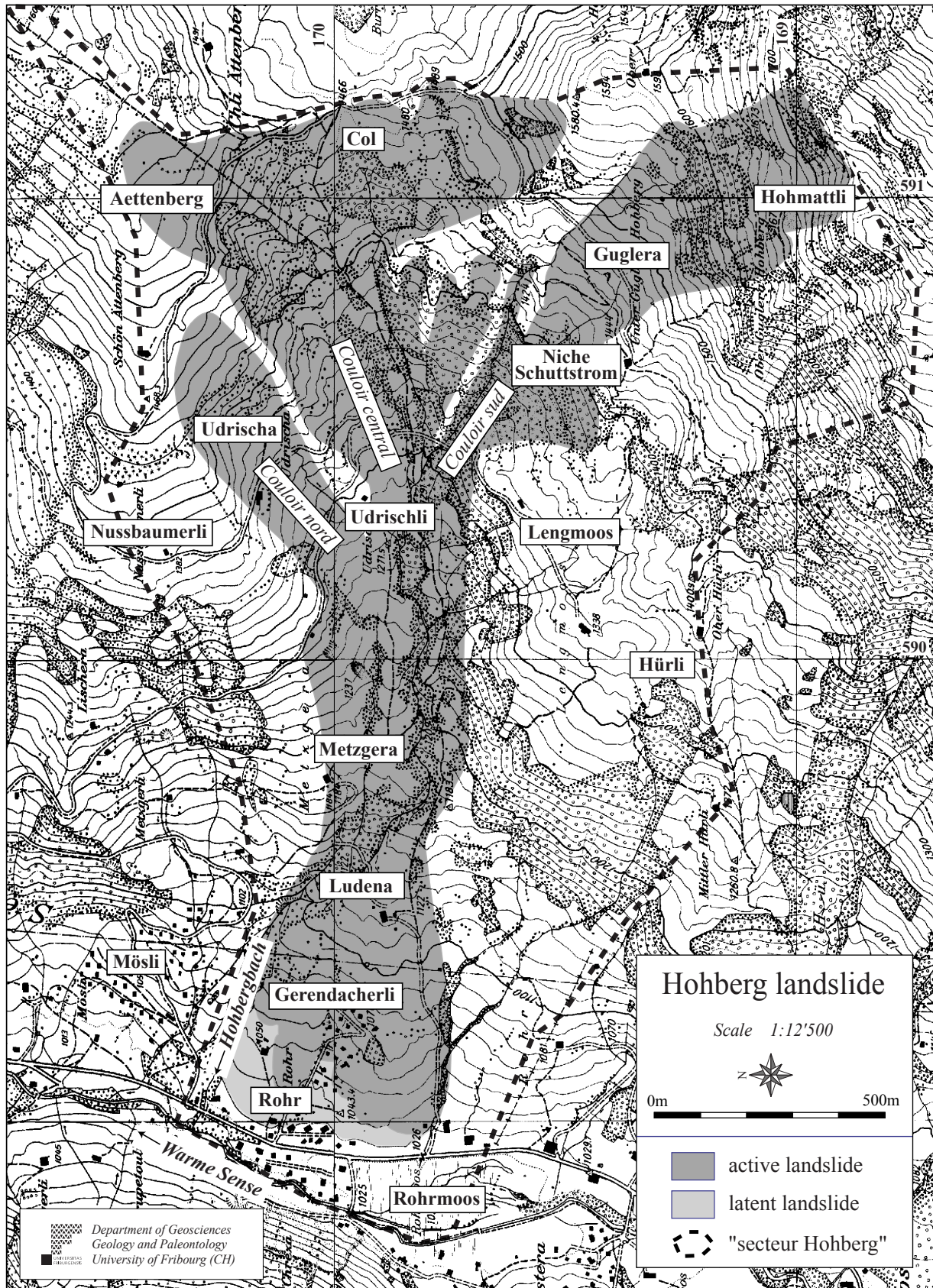


Fig. 4.2 Hohberg landslide extension and delimitation of the studied area called "secteur Hohberg".

sentée par différents bureaux privés et offices cantonaux, est mise sur pied. Elle est dirigée par B. Loup, géologue de l'Office de la Construction et de l'Aménagement du Territoire (OCAT), et supervisée par M. Zosso, préfet de la Singine, et O. Lötscher, syndic de la commune de Plaffeien. Dès lors, de nombreuses investigations sont entreprises avec notamment l'exécution de plusieurs forages, des analyses géotechniques, des mesures de déplacements, de la géophysique et des études hydrologiques et hydrogéologiques. Parmi les principaux travaux, une analyse de danger et une analyse des risques ont été réalisées par l'Institut de Géologie et présentées sous la forme de rapports, le premier en septembre 1997 (BEER et al., 1997) et le second en mai 1998 (RAETZO & CARON, 1998). Les autres travaux importants effectués dans le secteur Hohberg durant ces dernières années sont résumés ci-dessous:

Cartographie

(réalisée par l'Institut de Géologie de Fribourg)

- Etude et carte d'instabilité au 1:10'000
- Synthèse, carte géologique/géotechnique au 1:10'000
- Carte des phénomènes au 1:10'000 avec 1 profil en long

Forages et tranchées

- 13 forages et 7 tranchées de reconnaissance effectuées entre 1989 et 1996 par Géolina SA
- 1 forage réalisé par Müller & Perrottet en 1992
- 3 forages réalisés par CSD Ingénieurs Conseils SA en hiver 1996/97: F1, F2, F3
- 2 forages et 29 tranchées de reconnaissances réalisés par Geotest SA en été 1999: B99.01 et B99.02

Géophysique (sismique réflexion)

- 4 profils transverses (Q1, Q2, Q3 et Q4) et 1 profil en long réalisés par l'Institut de Géologie de l'Université de Fribourg et A. Pugin de l'Université de Genève

Dynamique du versant

Mesures des déplacements en surface:

- Mesures GPS: 15 campagnes entre 1995-1998 réalisées par l'Institut de Géologie de l'Université de Fribourg et le BAR
- Mesures GPS: depuis novembre 1998, 7 campagnes réalisées par Geotest SA en collaboration avec l'Institut de Géologie et le BAR
- Mesures de distances au DICLAS depuis 1997 effectuées par l'Institut de Géologie

- Mesures de déplacements par câble depuis 1999 par Geotest SA
- Mesures de distances au théodolite depuis 1999 par Geotest SA et Philipona & Brügger

Mesures des déplacements en profondeur:

- Mesures inclinométriques dans les forages F1, F2 et F3 au printemps 1997 par CSD Ingénieurs Conseils SA
- Mesures inclinométriques dans les forages B99.01 et B99.02 en automne 1999 par Geotest SA
- Mesures inclinométriques dans 7 forages entre 1995 et 1996 par Géolina SA

Géotechnique

- Analyses géotechniques en laboratoire effectuées par CSD Ingénieurs Conseils SA (forages F1, F2 et F3) et Geotest SA (forages B99.01 et B99.02)

Modélisation:

- Calculs de stabilité du versant (LARIX) par l'Institut de Géologie de l'Université de Fribourg

Hydrologie et hydrogéologie

- Etude sur l'aquifère artésien de la région de Rohrhoos par Géolina SA
- Etude sur les sources d'Udrischa (jaugeages et analyses physico-chimiques) par Géolina SA
- Relevés de niveaux piézométriques (13 piézomètres) entre 1999-2000 par Geotest SA
- Cartographie des cours d'eau et zones humides par le bureau Philipona & Brügger
- Analyses physico-chimiques et bilans hydriques: 4 campagnes de mesures entre 1997-1998 par CSD Ingénieurs Conseils SA
- Essais de pompages dans 2 forages (F3 et B99.02) réalisés par CSD et Geotest SA

4.1.3. Domaines étudiés et collaborations

Grâce aux nombreux travaux d'investigation entrepris dans le secteur Hohberg au cours des dernières années ainsi qu'à la présence d'une station météorologique à proximité du site (station WSL Rotenbach; Fig. 4.1), le glissement du Hohberg était le candidat idéal pour entreprendre une étude détaillée sur la relation entre la dynamique d'un versant instable et les conditions climatiques. Il a donc été choisi comme site pilote pour le développement et la validation de la méthode d'analyse proposée dans ce travail qui met en évidence cette relation (Chap. 1). Afin de compléter les données existantes, divers travaux ont été

réalisés pour ce projet dont une partie en collaboration avec les bureaux et offices mandatés pour la surveillance et l'assainissement du site ainsi que le Laboratoire de Géologie de l'EPFL (GEOLEP), dans le cadre de la thèse de doctorat de Pierre TULLEN (2002). Les résultats sont présentés dans les chapitres 4.2 à 4.6 avec, dans l'ordre, la géologie et la carte des phénomènes (Chap. 4.2), les sondages directs et indirects en profondeur (Chap. 4.3), les analyses hydrologiques et hydrogéologiques (Chap. 4.4), les mesures de déplacement (Chap. 4.5), l'analyse dendrogéomorphologique (Chap. 4.6) et l'analyse climatologique (Chap. 4.7). Le chapitre 4.8 traite ensuite de la relation activité-climat à différentes échelles temporelles. Dans le dernier chapitre enfin, une évaluation de danger ainsi que des propositions pour une surveillance du site et des travaux d'assainissement sont énoncées.

4.2. GÉOLOGIE ET CARTOGRAPHIE

L'interprétation géologique de la région du Hohberg et les descriptions lithologiques du substrat rocheux proviennent d'un travail de synthèse réalisé pour cette étude (OSWALD & DAPPLES, 2001). Une carte au 1:10'000, une série de profils ainsi qu'une notice explicative ont été établies sur la base des travaux suivants: TERCIER & BIERI (1961), GISIGER (1967), ANDREY (1974), PLANCHEREL (1976, 1979), PLANCHEREL & CARON (1979), VAN STUIJVENBERG (1979, non publ.), CARON et al. (1989) et BEER et al. (1997). Un profil en long et un extrait de la carte sont présentés, respectivement, dans la figure 4.3 et l'annexe 3.

4.2.1. Cadre structural et stratigraphique

Le glissement du Hohberg se situe dans les Préalpes fribourgeoises au contact entre les Préalpes Externes et les Préalpes Médiannes. Les unités tectoniques rencontrées sont: le Flysch du Gurnigel au NNW, les Préalpes Médiannes Plastiques au SSE et une zone de Mélange intercalée (Fig. 4.1, 4.3 et Ann. 3). Cette dernière apparaît soit au contact entre le Flysch du Gurnigel et les Préalpes Médiannes, ce qui est le cas dans la partie occidentale du secteur Hohberg, soit entre deux écaïlles du Flysch du Gurnigel. Etant donné le caractère lithologique chaotique de la zone de Mélange, notamment avec la présence de lentilles ou d'olistholites, son extension est dif-

ficile à déterminer. Les limites entre les différentes unités ont été tracées sur la base de datations de nanofossiles calcaires réalisées à l'Institut de Géologie de l'Université de Fribourg (VAN STUIJVENBERG, non publ.) ainsi que sur la répartition lithologique des lentilles. Les unités sont orientées WSW-ENE avec un contact chevauchant des Préalpes Médiannes sur les Préalpes Externes. Une succession de failles de direction subméridienne ainsi que divers chevauchements parallèles aux limites des unités structurales ont été relevés par GISIGER (1967) dans le secteur Hohmattli des Préalpes Médiannes. A plus grande échelle, un accident sénestre de direction N10°E a été tracé hypothétiquement afin de représenter la dislocation Bellegarde – Lac Noir décrite par PLANCHEREL (1976).

4.2.2. Le Flysch du Gurnigel

Le Flysch du Gurnigel est présent dans toute la partie nord et ouest du glissement du Hohberg ainsi que dans le secteur Guglera (Ann. 3). Il apparaît également dans le secteur Lengmoos sous la forme d'olistholites. Ses propriétés lithologiques, structurales et tectoniques sont propices au développement d'instabilités de terrain. De nombreux cas confirmant cette prédisposition ont été recensés par RAETZBRÜHLHART (1997) dans le cadre de sa thèse de doctorat. La série, composée essentiellement d'une alternance de marnes et de grès, atteint une épaisseur de 1'300 m dans la région Schwarzsee.

Le Flysch du Gurnigel a été subdivisé en 6 unités biostratigraphiques, sur la base de nanofossiles calcaires, par VAN STUIJVENBERG (1979): le "Maastrichtien", "Danien", "Thanétien", "Ilerdien", "Cuisien" et "Lutétien". Pour des raisons pratiques, les descriptions lithologiques se feront selon les subdivisions lithostratigraphiques du même auteur. Pour les corrélations, se référer à la figure 4.4.

Flysch I (= Série de Hellstätt)

La Série de Hellstätt définit la séquence basale du Flysch du Gurnigel. Elle montre une alternance régulière de différents types de turbidites (conglomérats, grès, marnes et calcaires) accompagnés de pélites hémipélagiques vertes. L'épaisseur totale de la série est estimée à 100-300 m. Les marnes, apparaissant sous diverses formes, constituent la lithologie prédominante de la Série de Hellstätt. Les grès sont présents sous forme de bancs de 2-50 cm, pouvant atteindre 2 m d'épaisseur. Après les marnes, il s'agit

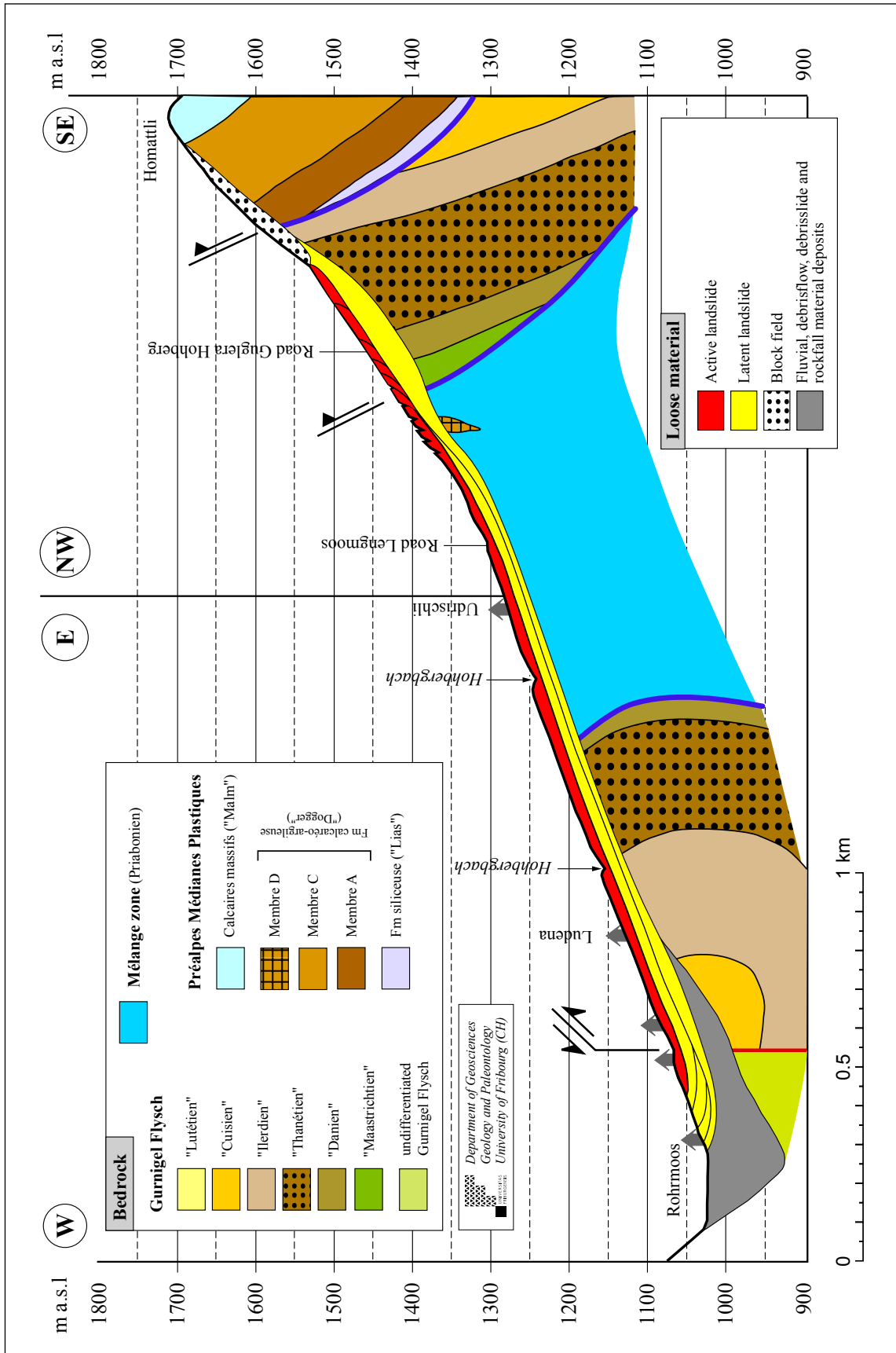


Fig. 4.3 Hohberg landslide long profile (after RAETZO-BRUELHART, 1997 and OSWALD & DAPPLES, 2001). See annexes 3 and 4 for profile location.

de la lithologie la plus représentée. Les conglomérats apparaissent localement, sous la forme de bancs de moins de 50 cm d'épaisseur. Ils sont polygéniques et leur dimension est généralement inférieure à 2 cm. Les calcaires sont rares mais typiques: ils sont blanchâtres, fins et massifs. Les pélites hémipélagiques vertes se retrouvent sur quelques centimètres d'épaisseur au sommet des marnes turbiditiques.

Flysch IIa

Cette unité de 100 m d'épaisseur surmonte la série de Hellstätt. Elle se caractérise par une alternance de

fins niveaux de grès et de pélites turbiditiques noirs et verts. Les grès, à ciment le plus souvent carbonaté, sont parfois riches en glauconie.

Flysch IIb (≈ "Thanétien")

Cette série, d'environ 150 m d'épaisseur, est caractérisée par une prédominance de grès. Elle définit souvent les crêtes et les falaises, surplombant les dépressions de Maastrichtien-Danien. Les faciès sont caractérisés par d'épais bancs de grès (jusqu'à plus de 5 m d'épaisseur), montrant des séquences de "thickening-up" dans la partie inférieure et de "thinning-up" dans la partie supérieure. Des intervalles pélitiques (jusqu'à 10 m d'épaisseur) apparaissent entre ces imposantes séquences gréseuses.

Flysch III

Sur le Flysch gréseux du Thanétien vient reposer un niveau de pélites, entrecoupées de grès et de conglomérats. Les intervalles à dominance pélitique montrent une alternance typique de fins niveaux gréseux, de pélites turbiditiques grises et de pélites hémipélagiques vertes. Les intercalations de grès sont souvent de nature calcarénitique et peuvent dévoiler des séquences de "thinning-up". La présence de petits bancs de grès grossier n'est pas exclue. La puissance de cette unité peut atteindre jusqu'à 500 m d'épaisseur.

Flysch IV

Le sommet de la nappe du Gurnigel est représenté par une séquence marneuse (riche en calcaire), accompagnée de rares pélites verdâtres. Son épaisseur peut atteindre 100 à 150 m.

4.2.3. La zone de Mélange

La zone de Mélange est présente sur une grande partie du secteur Hohberg et son faciès, au même titre que le Flysch du Gurnigel, joue vraisemblablement un grand rôle dans la genèse du glissement. D'âge priabonien au moins, elle forme généralement des dépressions. Elle est composée d'une matrice marneuse (rarement affleurante), emballant des lentilles de Mésozoïque, de Flysch du Gurnigel et de conglomérats. Son aspect très chaotique permet difficilement de reconnaître tous ses composants. Les descriptions lithologiques qui vont suivre sont tirées de VAN STUIJVENBERG (1979) et représentent les différents faciès rencontrés dans l'ensemble de la région du Gurnigel. Il n'est donc pas assuré que tous les faciès soient représentés dans le secteur Hohberg.

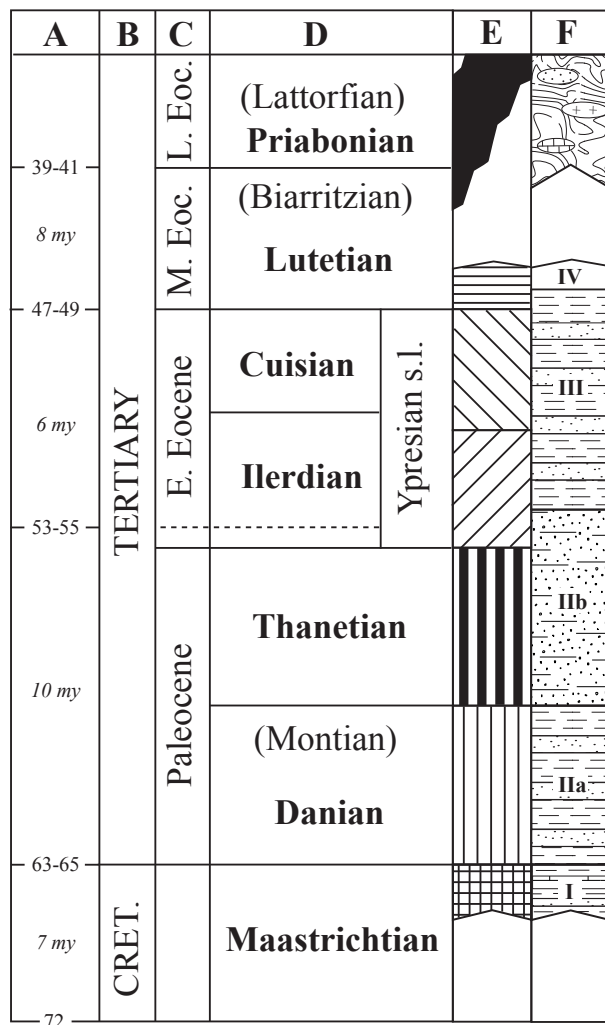


Fig. 4.4 Stratigraphic correlations of Gurnigel Flysch (simplified after VAN STUIJVENBERG, 1979).
 Column A: Apparent ages after CAVELIER & POMEROL (1977)
 Columns B, C and D: Periods, epochs and ages
 Column E: Biostratigraphic units (based on calcareous nannofossil zonations)
 Column F: Lithostratigraphic units

Matrice du Mélange

Elle est composée de pélites noires, de siltites et de grès très fins. Ces derniers sont fortement tectonisés et montrent fréquemment des fractures calcitisées. Des pélites marneuses vertes s'y mélangent parfois.

Composants du Mélange

Les lentilles et olistolithes du Mésozoïque, de nature et taille variable, constituent le composant principal (en volume) de la zone de Mélange. Les faciès reconnus sont les suivants:

Trias: Il apparaît surtout par la présence de gypse (laminé et plissé) et de dolomies comparables à celles des Préalpes Médiannes. Divers affleurements ont été déterminés par GISIGER (1967) et PLANCHEREL & CARON (1979) dans le secteur Hürli. Il n'est pas exclu de rencontrer également quelques pélites dolomitiques vertes et rouges et des grès quartzitiques rouges, comparables au faciès Helvétique.

Rhétien: Certaines marnes silteuses pourraient être attribuées au Rhétien.

Lias: Il s'agit de biosparites de faciès semblable aux Lias des Préalpes Médiannes.

Dogger: Il est possible de rencontrer des marnes silteuses et des grès fins comparables au faciès des Préalpes Médiannes, pouvant se confondre parfois avec la matrice du Mélange. Deux zones (590.708/169.585; 590.852/169.574) de pélites argileuses noires ont été attribuées au Dogger (Membre D) par GISIGER (1967).

Malm: Différents types de calcaires (calcaires noduleux, calcarénites, calcirudites et calcaires micritiques), comparables en grande partie au Malm des Préalpes Médiannes, sont présents. Certains ont cependant des affinités avec le faciès de l'Ultraselvétique de la région de Montsalvens. Une lentille de ces calcaires a été relevée par GISIGER (1967) dans le secteur du Col (Fig. 4.2; Ann. 3).

Crétacé inférieur: Des blocs de calcaires isolés peuvent montrer des affinités avec les faciès de l'Helvétique, de l'Ultraselvétique (Montsalvens) ou encore des Préalpes Médiannes.

Crétacé supérieur: Quelques rares calcaires pélagiques (verts à gris) de l'Ultraselvétique ont été observés.

Divers affleurements de Flysch du Gurnigel, reconnus par GISIGER (1967), PLANCHEREL & CARON (1979) et VAN STUIJVENBERG (non publ.), ont été interprétés comme étant des lentilles du Mélange. Deux grandes zones, dans la région Lengmoos-Hürli, ont été définies grâce à deux affleurements (589.585/169.600 et 589.765/169.675; Ann. 3). Leur extension, basée sur des critères morphologiques, est un peu arbitraire.

Des conglomérats, pour la plupart d'âge Maastrichtien, sont présents dans la zone de Mélange. Ils sont polygéniques avec des éléments granitiques grossiers (jusqu'à 1 m) et montrent généralement un granoclassement. Dans la région du Ladengrat (env. 594.300/171.800), des poudingues grossiers, composés de blocs de Malm (à nummulites) ont été observés.

4.2.4. Les Préalpes Médiannes Plastiques

Les Préalpes Médiannes apparaissent à l'extrémité sud du glissement du Hohberg avec le synclinal de la Dent de Broc. Elles ne concernent que très peu le glissement proprement dit mais occupent une partie non négligeable du bassin versant.

La cartographie des unités des Préalpes Médiannes est basée sur la thèse de GISIGER (1967) et les travaux de PLANCHEREL (1976, 1979), PLANCHEREL & CARON (1979) et ANDREY (1974). Les descriptions lithologiques sont tirées de la thèse de GISIGER. Les unités présentes sur la carte s'étendent du Trias (Keuper) au Crétacé inférieur. A noter que les formations ainsi que les descriptions lithologiques qui vont suivre ne concernent que la région du Hohmattli.

Formation gypseuse et dolomitique (Keuper ?)

Dans cette formation, trois faciès apparaissent: le gypse, les cornieules et les dolomies (avec intercalations d'argiles vertes). Ils forment le coeur des anticlinaux et sont en contact avec les unités au front de la nappe des Préalpes Médiannes. On les retrouve également sous forme de lentilles, dans le secteur Hürli par exemple. Tout le long du plan de chevauchement, le gypse (contrairement au flysch) se repère grâce aux dolines qu'il détermine dans les dépôts glaciaires. Les cornieules couvrent le sommet du Hohmattli.

Couches de Kössen (Rhétien)

La limite lithologique inférieure est nettement

identifiable avec l'apparition d'une succession de petits niveaux de calcaires et de pélites argileuses gris-noir dont la couleur et la stratification se distinguent clairement de celles des dolomies sous-jacentes. La limite supérieure est marquée par l'apparition de bancs de calcaires gréseux, à altération rougeâtre. L'épaisseur de cette formation, basée sur deux affleurements, varie entre 5 et 6 m (vraisemblablement réduite par des écrasements tectoniques). Cette formation dévoile une lithologie complexe et variable latéralement. Il s'agit globalement d'une alternance de pélites argileuses gris-noir et de calcaires.

Formation oolithique (Hettangien)

Sa limite inférieure est fixée à l'apparition de bancs massifs, sans pélites bien développées, formant régulièrement une rupture de pente au-dessus des Couches de Kössen. L'appellation "Formation oolithique" correspond davantage à une tendance de la sédimentation vers le faciès oolithique, qui forme la partie supérieure de la série, qu'à la généralisation de ce faciès. On y trouve des calcaires gréseux, des calcaires coralliens, des calcaires oolithiques et plus rarement des micropoudingues et des calcaires argileux.

Formation spathique

(Sinémurien et Toarcien sup.)

Dans le secteur Hohberg, la formation spathique apparaît sur de vastes surfaces, mais les affleurements se résument à des têtes de bancs dans les pâturages. Elle se distingue par la présence de calcaires spathiques et de brèches dolomitiques. Les spaths de calcite sont attribués à des débris de crinoïdes, à du ciment ou parfois à des débris organiques divers (algues, bryozoaires,...). Ces roches démontrent un caractère détritique, souligné par la présence de microconglomérats (galets de quartz clastiques) et de débris organiques.

Formation siliceuse (Pliensbachien ?)

Cette formation affleure très rarement et sa limite supérieure est invisible. Macroscopiquement, ce sont des calcaires gris-bleu à cassure écaillée brillante. La loupe permet d'y distinguer une plus ou moins grande abondance de glauconie ou de quartz détritiques. Si la texture est très fine, les calcaires peuvent se débiter en plaques mal individualisées dans la zone d'altération. Parmi les composants organiques, on trouve des bivalves, des gastéropodes, des foraminifères, des ostracodes, des radiolaires et des spicules d'éponges silicifiés.

Formation calcaréo-argileuse

(Toarcien-Oxfordien moy.)

Cette formation est subdivisée en quatre membres, dénommés par A, B, C et D. Le **Membre A** (Toarcien-Aalénien) est composé d'une alternance, en proportion égale, de pélites et de calcaires. La base est reconnaissable à l'apparition de quelques décimètres de calcaires gréseux à lamination fine entrecoupés de pélites argileuses tendres. Le **Membre B** (Bajocien) se distingue par une alternance de calcaires et de pélites avec une nette dominance pour les calcaires. A la base, on peut observer des calcaires légèrement détritiques, à spicules et *Zoophycos*. Le **Membre détritique C** (Bathonien) est constitué de calcaires quartzitiques, de calcaires argileux gris-vert, de calcschistes et de fins niveaux de pélites argileuses. Son épaisseur est d'environ 75 m dans la région du Hohmattli mais n'affleure que sporadiquement dans les forêts ou pâturages. Le **Membre D des calcschistes** (Callovien-Oxfordien inf. ?) montre une suite monotone de calcschistes gris-bleu à altération grise ou brune, composés d'une masse calcaréo-argileuse cryptocristalline, parfois grumeleuse, contenant des débris calcitiques et organiques divers. Deux lentilles de ces calcschistes ont été reconnues dans le secteur de la niche d'arrachement du "Schuttstrom" par GISIGER (1967; Fig. 4.2 et Ann. 3).

Formation des calcaires massifs

(Oxfordien moy. – Berriasien sup.)

Deux membres subdivisent cette formation: le Membre noduleux et le Membre des calcaires massifs et sublithographiques. Le **Membre noduleux** est très écrasé par les pressions tectoniques. Son épaisseur ne dépasse pas 10 m et les affleurements ne montrent qu'un mélange trituré de pélites vertes et de calcaires noduleux. La limite inférieure se marque par un passage brusque des calcschistes calloviens aux pélites noduleuses. La limite supérieure est plus délicate car les pélites noduleuses diminuent progressivement d'épaisseur et de fréquence. La limite a été fixée arbitrairement à la base du premier gros banc massif. Le faciès noduleux se présente uniquement sous la forme de pélites aux couleurs variant du gris au vert. **Les calcaires massifs et sublithographiques** sont constitués de brèches à ciment calcitique, de calcaires pseudo-oolithiques à galets mous d'aspect graveleux, de calcarénites brunes à débris calcitiques et organiques, de calcaires grumeleux et de calcaires sublithographiques beiges ou légèrement verdâtres. Une lentille de cette formation a été reconnue par GISIGER (1967) en bordure de route dans le secteur du Col (Fig. 4.2; Ann. 3).

Formation des calcaires plaquetés (Crétacé inf.)

Les calcaires plaquetés, en petits bancs de 10-15 cm délimités par des joints péliciques, sont caractéristiques. A la base de la série, on trouve des calcaires fins beiges à cassure conchoïdale lisse. La suite est faite de calcaires gris-verdâtres, tachetés de noir. Dans la région du Hohmattli, rien ne surmonte les calcaires plaquetés.

4.2.5. Les dépôts quaternaires

Une première étude sur les dépôts quaternaires du secteur Hohberg a été réalisée par l'Institut de Géologie de Fribourg dans le cadre d'un mandat pour une analyse de danger, attribué par la commune de Plaffeien (BEER et al., 1997). Une carte détaillée a été établie, subdivisant les dépôts en classes granulométriques. Les informations complémentaires apportées par divers travaux de terrain, tels que des tranchées de reconnaissance, des mini-forages à la tarière et des travaux de drainage, ont amené à modifier quelque peu cette carte, notamment en regroupant certaines classes. La carte présentée dans ce travail (Ann. 4) propose les subdivisions suivantes: le matériel de glissement, les dépôts de pente, les éboulis et éboulements, le remplissage de vallée et les dépôts compactés.

Matériel de glissement

Le glissement du Hohberg s'est mis en place dès le retrait glaciaire, il y a plus de 14'000 ans, par une succession de coulées de boue et autres processus gravitaires (chutes de blocs, laves torrentielles,...; DAPPLES, 2002). La masse active et latente du glissement est donc composée essentiellement d'un ensemble très hétérogène de dépôts gravitaires et de moraines remaniées se manifestant le plus souvent sous la forme d'une matrice silto-argileuse ou argilo-silteuse englobant un volume variable de graviers, de pierres et de blocs. Ce matériel se caractérise par une faible perméabilité, variant entre 10^{-6} et 10^{-9} m/s (EPFL, 2002). La profondeur moyenne de cet ensemble est de 30-35 m, atteignant 50 m dans la zone de front de glissement où elle repose sur des dépôts de remplissage de vallée (Fig. 4.3). Des précisions sur les variations latérales et en profondeur sont présentées dans le chapitre 4.3.1 avec les descriptions de forages.

Dépôts de pente

Les dépôts de pente sont représentés ici par des colluvions, composés essentiellement de limons sableux ou de sables limoneux riches en graviers et en blocs. Ils sont situés sur des pentes à déclivité moyenne, soit

en marge du glissement, soit au sein de celui-ci dans des zones de faible activité où ils sont peu affectés par la remobilisation. Ils se différencient du matériel de glissement surtout par une teneur en argile plus faible se traduisant par une perméabilité sensiblement plus élevée.

Eboulis et éboulements

Tous les éboulis et dépôts d'éboulements ont été recensés dans les secteurs de Hohmattli, Lengmoos et Hürli (Fig. 4.2), c'est-à-dire au pied et sur le flanc des Préalpes Médiannes. Mis à part quelques éboulis récents dans la partie supérieure, les dépôts sont anciens et recouverts de végétation. Les éléments sont englobés dans une matrice composée le plus souvent de sable et de limon. La perméabilité est généralement moyenne mais peut être élevée à proximité des gros blocs ce qui est le cas, par exemple, dans le secteur Lengmoos (Chap. 4.4.2).

Remplissage de vallée

Au front du glissement, la masse active et latente repose sur un remplissage de vallée constitué d'alluvions et de divers dépôts gravitaires (coulées de boue, laves torrentielles, éboulements,...). Ce remplissage comporte une épaisseur maximale estimée à 80 m (GÉOLINA, 1991) et s'étend ensuite sous le glissement pour disparaître entre Gerendacherli et Ludena. Les alluvions, composés majoritairement de graviers sableux font office de réservoir. Ils ont été reconnus par forages dans le secteur Gerendacherli et dans le secteur Rohrmoos sous la forme d'aquifère artésien. Les caractéristiques et le rôle de ces aquifères seront discutés dans le chapitre 4.4 qui traite de l'hydrogéologie.

Dépôts compactés

Au sud-est de Ludena, une zone décrivant un relief positif sépare le glissement du Hohberg d'un autre secteur actif. La composition de cette crête n'est pas clairement identifiée et son origine reste incertaine. Il pourrait s'agir d'une lentille de la zone de Mélange masquée par des dépôts quaternaires, ou alors d'un dépôt quaternaire en soi, plus ou moins compacté (une moraine par exemple). En surface, le matériel s'apparente à celui des éboulis/éboulement avec de nombreux blocs et une matrice limono-sableuse.

4.2.6. Carte des instabilités

Une carte des instabilités (ou carte des phénomènes) a été établie en août 1996 par RAETZOBÜRLHART (1997; Fig. 4.5), basée sur la méthode

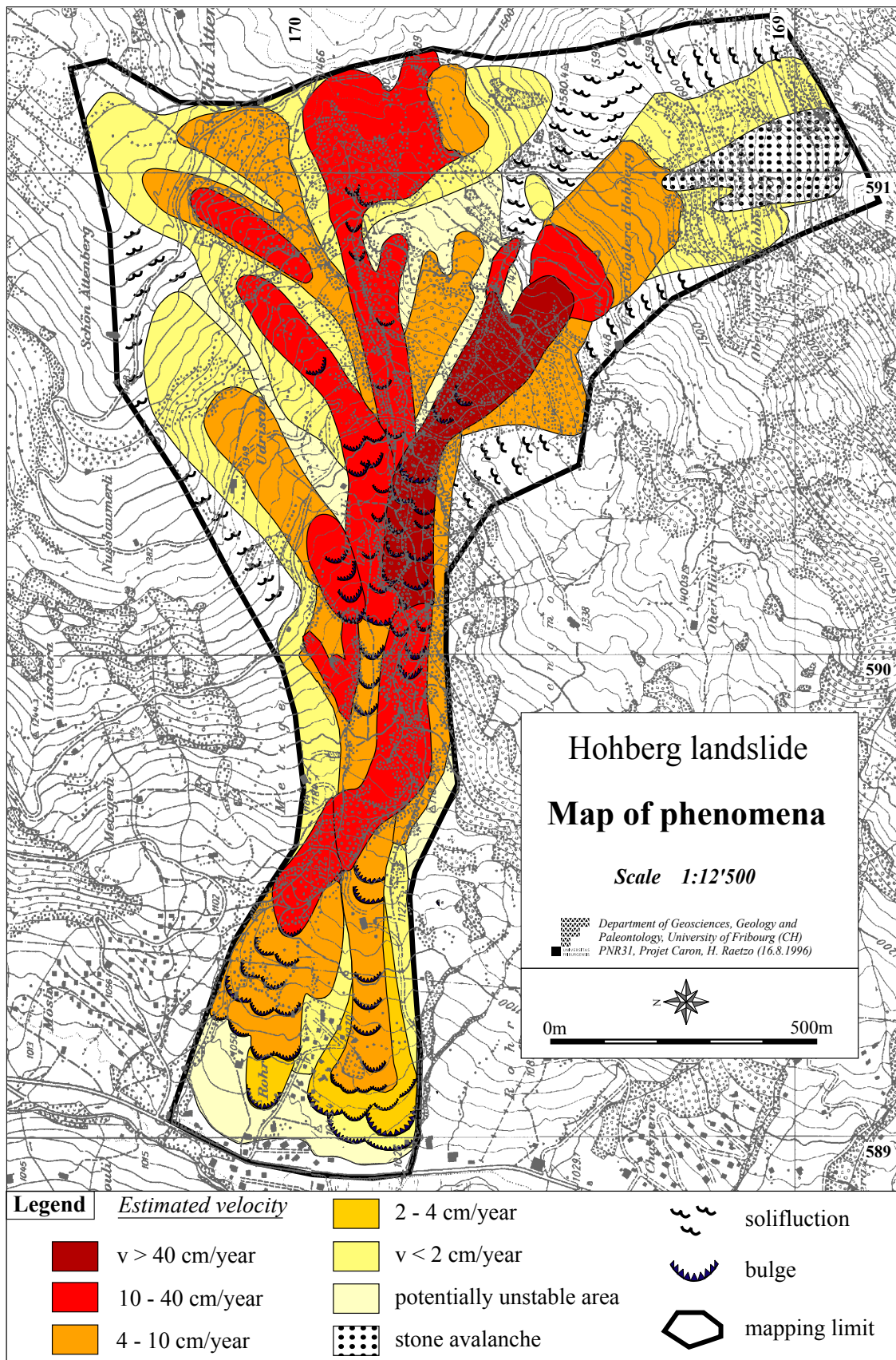


Fig. 4.5 Map of phenomena of the Hohberg landslide (August 1996; modified from RAETZO-BRUELHART, 1997).

de cartographie de l'inventaire cantonal des instabilités de terrain, concordant en partie avec celle proposée dans les recommandations fédérales (KIENHOLZ & KRUMMENACHER, 1995; LATELTIN et al., 1997). Les secteurs sont définis en fonction du type d'instabilité et du degré d'activité. Les phénomènes reconnus dans le périmètre cartographié sont les processus de chutes (pierres, blocs), la solifluction (actuelle et potentielle), les zones d'instabilité potentielle et le glissement actif. Ce dernier est subdivisé en 5 classes basées sur une estimation des vitesses:

< 2cm/an: mouvement très lent ou vitesse très faible
 2-4 cm/an: mouvement lent ou vitesse faible
 4-10 cm/an: mouvement distinct ou vitesse moyenne
 10-40 cm/an: mouvement rapide ou vitesse élevée
 > 40 cm/an: mouvement très rapide ou vitesse très élevée ("Schuttstrom").

Les pentes escarpées du Hohmattli, dans les Préalpes Médiannes, sont dominées par des processus de chutes tandis que l'activité de glissement est faible et généralement superficielle (Fig. 4.5). Au pied de cette zone, tout le replat du secteur de Guglera, situé en zone de Flysch du Gurnigel, est marqué par un glissement rotationnel moyennement actif. Vers 1400 m d'altitude, un "Schuttstrom" aux vitesses très élevées (1 m/mois en hiver 1998-99) prend naissance dans la zone de Mélange, dévoilant une niche d'arrachement spectaculaire (Ann. 2A). Il rejoint la zone de transit en affectant la route qui mène à Lengmoos et s'étend ensuite en rive gauche du Hohbergbach, probablement jusque vers 1240 m d'altitude. La région du Col d'Aettenberg et d'Udrischa sont à l'origine des nombreux couloirs actifs qui convergent vers la zone de transit. Jusqu'au secteur Ludena, le glissement se manifeste par une série de lobes marquant les contacts entre les masses actives et des mouvements plus lents. La partie inférieure s'élargit et se sépare en deux langues principales de part et d'autre d'une crête plus résistante. L'origine de cette crête est incertaine; l'interprétation des données sismiques la définit par un sédiment compacté que l'on pourrait attribuer à de la moraine. Le chalet de Ludena "flotte" au sein d'une masse active avec des vitesses pouvant atteindre plus de 8 cm/mois (printemps 1999). Ne subissant pas de réels mouvements différentiels, les dégâts ne sont pas conséquents. Le quartier de Gerendacherli par contre, seulement en partie protégé par cette crête, est soumis à des mouvements différentiels importants qui ont des conséquences sévères: suite à l'accélération du printemps 1999, deux chalets ont dû être évacués tandis que plusieurs autres, fortement affectés, sont depuis sous étroite surveillance. Le pied du glis-

sement est souligné par une série de lobes frontaux qui traduisent une activité décroissante en direction de la vallée (Ann. 2B).

4.3. RECONNAISSANCES EN PROFONDEUR

4.3.1. Méthode directe par forages

Dans le cadre des travaux de surveillance et d'assainissement du glissement, cinq forages carottés ont été réalisés, dont trois par le bureau CSD en 1996-97 (F1, F2 et F3) et deux par Geotest SA en 1999 (B99.01 et B99.02). Des mesures inclinométriques, des analyses géotechniques et parfois des tests hydrogéologiques ont été entrepris. Les résultats des trois premiers forages sont intégrés dans l'étude de BEER et al. (1997) et ceux des deux autres dans le rapport GEOTEST (1999). Auparavant, pour la réalisation de divers mandats, un certain nombre de forages ont été effectués dans le secteur Hohberg: huit forages carottés (B1 à B8) et cinq destructifs (G1 à G5) par GÉOLINA (1991, 1992, 1996) et un forage destructif (G6) par MÜLLER & PERROTTET (1992). Tous les forages sont localisés sur un fond topographique (Fig. 4.6) et les principaux résultats sont résumés dans la figure 4.7. La présence de débris de bois fossile dans les forages a permis de dater une succession d'événements gravitaires (coulées de boue, laves torrentielles ou glissements de terrain) produits durant l'Holocène. Les datations, réalisées par analyses ¹⁴C et dendrochronologiques, sont présentées et interprétées dans la thèse de doctorat de DAPPLES (2002).

Le forage F1 est situé dans le secteur Metzgera (coord.: 589.844/169.882) à une altitude de 1205 m. Profond de 44 m, il a atteint la roche en place à 37.8 m de profondeur. Le matériel meuble rencontré est constitué exclusivement de dépôts gravitaires, c'est-à-dire d'une masse très hétérogène de silts et d'argiles avec des graviers, des pierres et quelques blocs. De la matière organique a été observée jusqu'à 11 m de profondeur et deux échantillons de bois ont pu être datés, révélant les âges de 1490 ±110 et 3515 ±155 cal BP. La pose d'un tube et d'une sonde inclinométrique a permis d'identifier un plan de glissement très net à 16.5 m.

Le forage F2 est implanté à 1139 m d'altitude dans le secteur Ludena (coord.: 589.518/169.882). L'épaisseur et la composition du matériel meuble

ainsi que la profondeur du plan de glissement sont identiques au forage F1. Trois échantillons de bois, récoltés entre 1 et 14 m de profondeur, ont été datés à 1090 ± 140 , 1505 ± 105 et 4075 ± 165 cal BP.

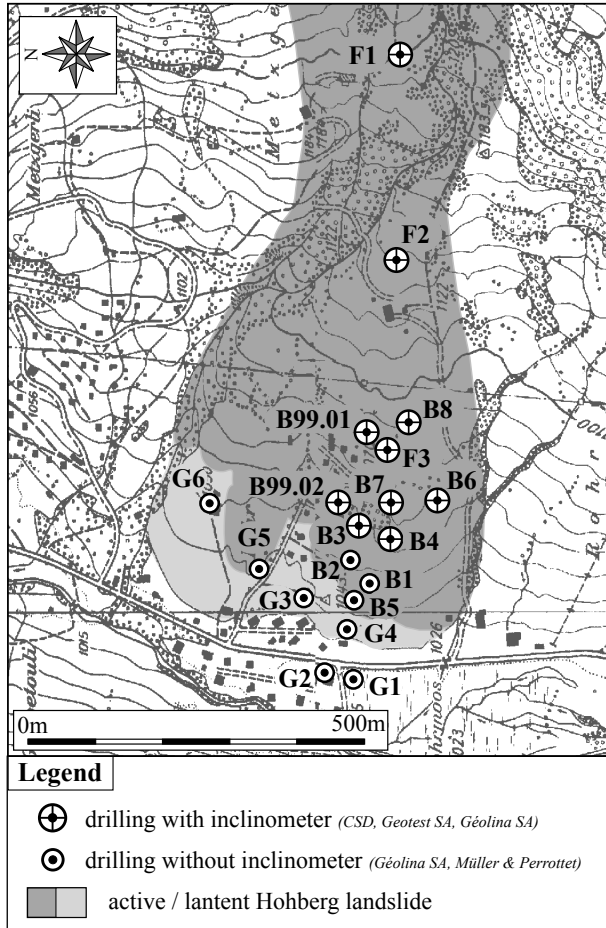


Fig. 4.6 Location of drillings in the "secteur Hohberg".

Le forage F3 est situé au sud-est du quartier de Gerendacherli (coord.: 589.238/169.879) à 1081 m d'altitude. Il est profond de 80 mètres et la roche en place a été touchée à 71.6 m. Un aquifère artésien a été localisé à 52 m par des venues d'eau jaillissantes. Il est contenu dans une zone de graviers sablo-limoneux d'environ 6 m d'épaisseur, emprisonnée au sein de dépôts gravitaires argilo-silteux. Du bois a été trouvé jusqu'à plus de 60 m de profondeur et les datations de quatre échantillons ont révélé les âges suivants: 1415 ± 95 , 11550 ± 400 , 10675 ± 425 et 13600 ± 450 cal BP. Un seul plan de glissement a été mis en évidence à 18.5 m.

Le forage B99.01 a été effectué juste en amont des dernières habitations de Gerendacherli (coord.: 589.270/169.930), à une altitude de 1082 m. Jusqu'à une profondeur de 14 m, le matériel est composé majoritairement de silts et d'argiles, agrémenté de quelques graviers et de pierres. On note la présence de nombreux débris de bois fossile qui ont permis de dater un échantillon à 6060 ± 120 cal BP. De 14 à 53 m, profondeur qui marque la fin du forage, les dépôts se présentent sous la forme d'une alternance de niveaux fins (argilo-silteux) et grossiers (graviers sablo-limoneux). Aucune venue d'eau importante n'a été relevée, ce qui signifie que l'aquifère artésien observé au F3 n'a pas été touché. Il est donc soit complètement absent au droit de ce forage, ce qui semble peu probable étant donné la faible distance qui le sépare du F3 (env. 40 m), soit situé quelques mètres plus en profondeur. Le plan de glissement a été localisé à 14 m, ce qui coïncide avec les 18.5 m atteint au F3, étant donné la position respective des deux forages par rapport à la masse active principale, le

	CSD Ingénieurs Conseils SA			(Geotest SA)		(Géolina SA)						(Müller & Perrotet)	
Drilling	F1	F2	F3	B99.01	B99.02	B3	B4	B6	B8	G1	G2	G3	G6
Date	12.1996	12.1996	01.1997	08.1999	08.1999	04.1995	04.1995	11.1995	10.1995	03.1990	12.1989	05.1990	12.1992
Coord.	589.844 169.882	589.518 169.882	589.238 169.879	589.270 169.930	589.170 169.960	589.125 169.925	589.108 169.891	589.163 169.815	589.275 169.858	588.900 169.940	588.910 169.975	588.033 170.018	589.150 170.150
Altitude (m a.s.l.)	1205	1139	1081	1082	1057	1058	1062	1067	1092	1025	1025	1036	1050
Borehole depth	44 m	46 m	80 m	53 m	50 m	20 m	25 m	25 m	30 m	70 m	51 m	59 m	65 m
Bedrock depth	39 m	38 m	72 m	?	?	?	?	?	?	?	?	?	56 m
Slide plane depth	16.5 m	16.5 m	18.5 m	14 m	?	5 m	8 m	12.5 m	16.5 m	/	/	/	/
Artesian aquifer depth	no	no	52 m	?	38 m	?	?	?	?	47 m	47 m	57 m	?

Fig. 4.7 Synthesis of main drillings carried out in the "secteur Hohberg". For location, see figure 4.6.

B99.01 étant situé en marge et le F3 au sein même de cette langue.

Le forage B99.02 est implanté dans le quartier de Gerendacherli (coord.: 589.170/169.960) à 1057 m d'altitude. Profond de 50.3 m, il n'a pas atteint le substrat rocheux. Jusqu'à une profondeur de 35.5 m, le matériel est constitué de divers dépôts gravitaires avec des silts argilo-graveleux et des argiles silto-graveleuses. Des petits niveaux (< 1 m) de graviers limoneux, de pierres et de blocs s'y intercalent parfois. La matière organique est omniprésente et un échantillon de bois, prélevé à environ 25 m de profondeur, a été daté à 6990 ±190 cal BP. Depuis 35.5 m jusqu'à la fin du forage, le matériel rencontré est beaucoup plus grossier avec une dominance de graviers et de sables associés à des pierres et quelques blocs. La partie fine silto-argileuse est présente en faible quantité ou alors totalement absente. Ces dépôts plus perméables contiennent un aquifère artésien, avec une surface piézométrique virtuelle mesurée entre 10 et 15 m au dessus de la surface topographique (Fig. 4.8). Les mesures inclinométriques, perturbées par les venues d'eau, n'ont pas permis de localiser le plan de glissement.

Les forages B1 à B8 ont été réalisés par le bureau Géolina SA, dans le cadre d'un projet de construction d'un centre thermal. Ils sont répartis sur le front sud

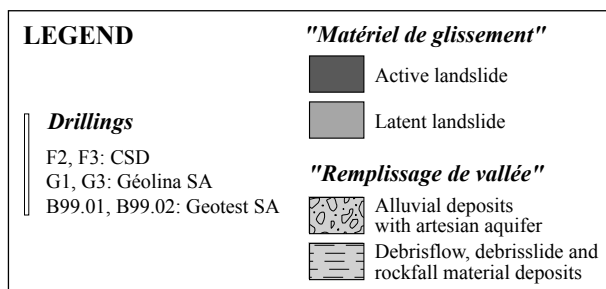
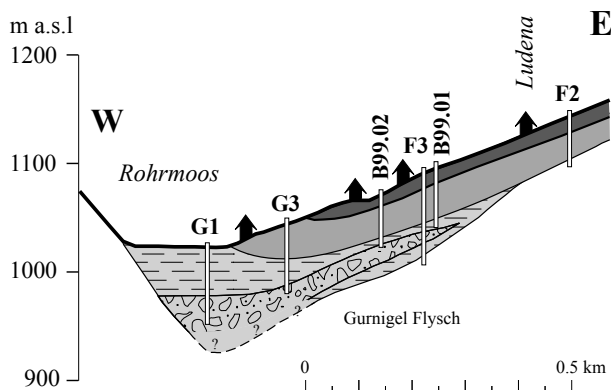


Fig. 4.8 Profile of the Hohberg landslide toe showing the artesian aquifer extension.

du glissement entre 1044 et 1092 m d'altitude avec des profondeurs variant entre 12 et 30 m (Fig. 4.6). La roche en place n'a jamais été atteinte et aucun aquifère n'a été observé. Les dépôts rencontrés sont d'origine gravitaire avec une matrice fine et abondante. Les mesures inclinométriques ont révélé une profondeur du plan de glissement à 5 m au B3, 8 m au B4, 12.5 m au B6 et 16.5 m au B8, tandis que le B7 n'a rien signalé. Deux échantillons de bois ont été récoltés dans le forage B7, à 7 et 20 m de profondeur, pour une datation au ^{14}C ; les âges obtenus sont 2835 ±35 et 2125 ±175 cal BP.

Les forages G1 à G6 ont été effectués dans le cadre de mandats pour la mise en place de sondes terrestres (G2 à G6) ou pour des tests hydrogéologiques (G1). Ils sont situés au pied du glissement, en-dehors de la masse active actuelle. Les forages G1 et G2 ont une profondeur respective de 70 m et 51 m mais n'ont pas atteint le substrat rocheux. Distants d'une cinquantaine de mètres l'un de l'autre, ils ont révélé des dépôts gravitaires jusqu'à 46 m, caractérisés par des argiles et des silts gravelo-sableux, qui surmontent des sables et des graviers, vraisemblablement d'origine alluviale. Ces derniers, plus perméables, contiennent un aquifère artésien. Le G3 a mis en évidence des argiles et des silts plus ou moins riches en graviers jusqu'à 56 m et des graviers sablo-limoneux dans les trois derniers mètres (56-59 m). Un aquifère artésien a été localisé dans ce niveau inférieur. Les forages G4 et G5, profonds de 35 et 42 m, ont traversé uniquement des dépôts gravitaires, composés d'argiles et de silts avec une quantité variable de graviers. Le G6, avec une profondeur de 65 m, a atteint la roche en place à 56 m. Le matériel meuble est constitué de dépôts gravitaires avec des argiles limono-graveleuses et deux niveaux de graviers limoneux (entre 0-10 m et 36-38 m).

4.3.2. Méthode indirecte par géophysique

Sismique réflexion

Au cours de l'année 1997, des sondages par sismique réflexion ont été entrepris par l'Institut de Géologie de l'Université de Fribourg et A. Pugin de l'Université de Genève afin de définir au mieux la répartition spatiale des dépôts meubles (BEER et al., 1997). Quatre profils transverses (Q1 à Q4) et un profil en long (SLP) ont été effectués, puis interprétés en utilisant les données de forages comme références. Les résultats obtenus sont présentés dans la figure 4.9 avec 6 subdivisions: le matériel de glissement actif, le matériel de glissement latent, les dépôts compac-

tés, le remplissage de vallée, le substrat altéré et le substrat sain. Le profil Q1, situé le long de la route qui mène à Lengmoos, montre une séparation nette entre les 3 ou 4 couloirs centraux et le couloir sud (Fig. 4.2). Cette morphologie positive du substrat est due à la présence d'une lentille de calcaire plus résis-

tante. L'épaisseur maximum des dépôts meubles est d'environ 30 m et le plan de glissement est estimé à 10-15 m au centre des couloirs. Les profils Q2 et Q3 sont situés dans la zone de transit du glissement, respectivement au niveau des forages F1 et F2. Dans les deux cas les résultats indiquent une épais-

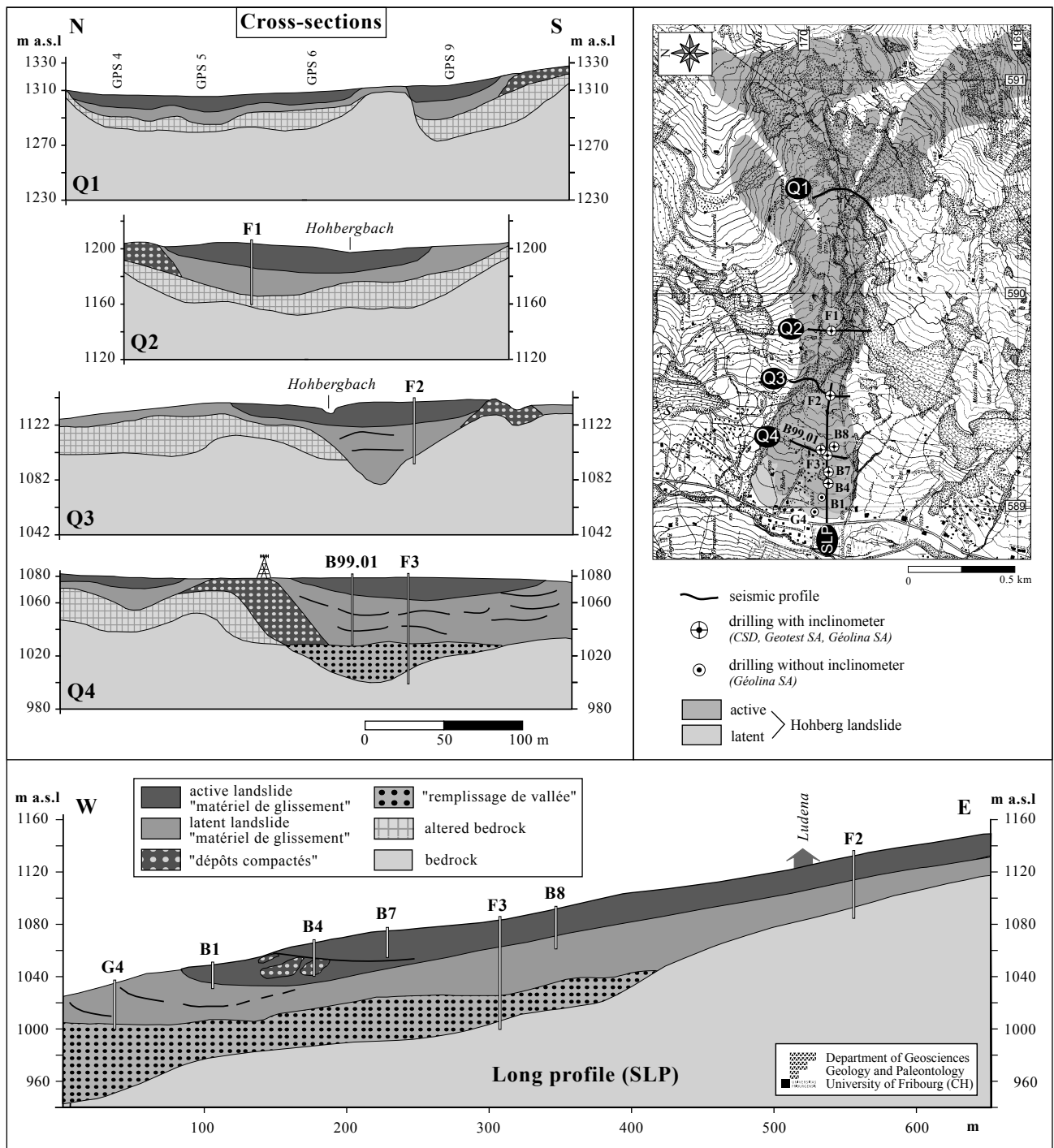


Fig. 4.9 Geological profiles on the Hohberg landslide based on reflection seismic and drilling data (modified after BEER et al., 1997). The lithological descriptions of loose material deposits are given in chapter 4.2.5.

seur moyenne de 15 m pour la masse active actuelle. Le profil Q4 a été réalisé en amont de Gerendacherli à la hauteur du forage F3. Il révèle deux zones actives de part et d'autre d'une crête, vraisemblablement d'origine morainique, qui déterminent les fronts nord et sud du glissement. L'épaisseur maximale de la masse active et latente est de 25 m au nord et de plus de 50 m au sud et les plans de glissement respectifs sont situés à 10 m et 18 m de profondeur. La langue sud repose sur des dépôts de remplissage de vallée caractérisés par des intercalations d'alluvions gravo-sableux. La roche en place est signalée localement à plus de 75 m en dessous de la surface topographique. Le profil en long (SLP) a été effectué sur le front sud du glissement entre la route cantonale et le forage F2, en passant par F3 et à proximité des forages B8, B7, B4, B1 et G4. La surface du substrat rocheux décrit une morphologie de vallée avec deux ruptures de pente, la première qui coïncide avec le début du remplissage de vallée et la deuxième plus ou moins au droit du forage B1. La masse active actuelle montre une épaisseur relativement constante sur toute la longueur du profil (entre 15 et 18 m), avec un plan de glissement plus ou moins parallèle à la surface topographique, qui traduit un mouvement translationnel. On note l'existence d'un second plan de glissement dans la partie inférieure de cette masse, reconnu à 8 m de profondeur dans le forage B4.

Radio-magnétotellurique (RMT)

Le RMT est une méthode électromagnétique, développée au centre d'hydrogéologie de l'université de Neuchâtel (CHYN) par le Professeur I. Müller (THIERRIN & MÜLLER, 1988), qui se différencie des systèmes VLF (Very Low Frequency) par l'emploi de fréquences plus élevées (12-240 KHz) (TURBERG & MÜLLER, 1997). Cette méthode permet de mesurer les résistivités électriques des terrains ainsi que le déphasage (phase, ϕ) qui est un indicateur de la structure du sous-sol. Si le terrain est homogène, la valeur du déphasage est de 45° . Elle est inférieure à 45° si un terrain conducteur surmonte un terrain résistant et supérieure à 45° dans le cas inverse. Les sondages en profondeur s'effectuent en utilisant une gamme de fréquences décroissantes choisies en fonction de la qualité de réception des signaux. La profondeur d'investigation dépend donc de la fréquence utilisée mais également de la résistivité du milieu sondé dans le sens où, plus le terrain est résistant plus la profondeur d'investigation est élevée.

La résistivité, qui dépend de la composition du terrain, varie en fonction de la granulométrie, le

matériel fin (argiles, limons) étant globalement plus conducteur que le matériel grossier (sables, graviers). Elle donne donc, indirectement, une information sur la perméabilité du milieu. Le RMT peut être utilisé alors pour mettre en évidence l'organisation des variations spatiales de la perméabilité, que ce soit latéralement ou en profondeur. Sous la direction de P. Turberg du GEOLEP de l'EPFL, plus de 1'000 points, répartis sur l'ensemble du bassin versant du Hohberg, ont été mesurés. Pour chaque point, trois fréquences ont été utilisées (183 ou 198 KHz, 60 ou 77.5 KHz, 16 ou 19.6 KHz), la plus basse correspondant à la profondeur d'investigation la plus grande. Les résultats ont permis de localiser deux zones d'infiltrations préférentielles susceptibles d'alimenter le glissement en eaux souterraines, la première dans le secteur Lengmoos et la seconde dans le secteur Udrischa-Aettenberg. Ces deux zones ont fait l'objet d'une étude plus détaillée, discutée dans le chapitre 4.4.2 qui traite de la perméabilité.

4.4. HYDROLOGIE ET HYDROGÉOLOGIE

4.4.1. Carte des points d'eau

Une carte au 1:10'000 relevant les écoulements de surface, les sources, les captages et les zones humides, a été établie en collaboration avec P. Tullen du GEOLEP de l'EPFL (Ann. 5). La cartographie s'est concentrée uniquement sur le secteur Hohberg, c'est-à-dire aux limites du bassin versant hydrographique. Il n'est donc pas exclu que le système puisse être influencé par des apports externes.

Dans la partie supérieure du versant, les exutoires sont très nombreux et surtout au sud, près du contact des Préalpes Médiannes. Ils sont concentrés le plus souvent dans les éboulis des pentes du Hohmattli, soit au niveau d'une rupture de pente (secteur Lengmoos) où la couverture quaternaire est réduite, soit au contact avec le matériel de glissement (secteur Guglera; Ann. 4). Dans le secteur du Col, une douzaine de sources apparaissent en bordure du matériel de glissement et les zones humides abondent au sein de ces dépôts riches en argiles et en silts. Toute la partie nord du secteur Hohberg, située en zone de Flysch du Gurnigel, est caractérisée par une faible densité d'exutoires et très peu d'humidité. Les résurgences sont localisées dans le secteur Udrischa, au niveau d'une importante rupture de pente, et

dans le secteur Metzgera au contact avec les dépôts de matériel de glissement. Elles sont matérialisées par des captages qui, malgré leur nombre restreint, révèlent des débits parfois importants. La partie inférieure du versant, bien que composée essentiellement de matériel de glissement, est peu humide. Cette particularité s'explique par la présence de nombreux captages communaux et par divers travaux de drainages superficiels, entrepris vraisemblablement lors de la construction du lotissement de Gerendacherli et de Rohr.

4.4.2. Perméabilité

La perméabilité primaire du Flysch du Gurnigel, de la zone de Mélange ou des Préalpes Médiannes est généralement très faible. Par contre, ces formations sont sujettes à une perméabilité secondaire induite par des phénomènes de fracturation et parfois de karstification qui peuvent être à l'origine d'écoulements souterrains importants. De plus, un phénomène de décompression postglaciaire et d'altération peut engendrer une augmentation de la perméabilité dans les niveaux épidermiques (de quelques mètres) du substrat rocheux et y abriter un aquifère (EPFL, 2002; TULLEN, 2002).

Les dépôts quaternaires montrent une grande variabilité spatiale de la granulométrie qui implique une répartition hétérogène des perméabilités. Cette hétérogénéité a été mise en évidence par des essais de perméabilité in situ (essais Porchet) et par des sondages géophysiques au RMT. D'une manière très synthétique à l'échelle du versant, on peut considérer la masse active comme imperméable (selon la classification de MUSY & SOUTTER, 1991) avec des valeurs de conductivité hydraulique (K) variant entre 10^{-6} et 10^{-8} m/s. Les autres secteurs, le plus souvent caractérisés par des dépôts de pente sablo-limoneux ou des éboulis, peuvent être définis comme semi-perméables ($K > 10^{-6}$). Le remplissage de vallée est, quant à lui, composé de divers dépôts gravitaires comparables au matériel de glissement mais également d'alluvions aquifères. Les essais de pompage dans le forage B99.02 ont révélé une valeur de conductivité hydraulique de l'ordre de 10^{-5} m/s (selon Jacob) à 10^{-6} m/s (essai Lefranc) pour ces alluvions, ce qui les qualifie de semi-perméables.

Les mesures RMT (Chap. 4.3.2) ont permis de mettre en évidence deux zones de recharge préférentielle, l'une dans le secteur Lengmoos et l'autre dans le secteur Udrischa-Aettenberg, susceptibles d'alimen-

ter le glissement en eaux souterraines. Les données ont été traitées par le GEOLEP afin de modéliser l'organisation de la répartition des perméabilités en surface et en profondeur. Les principaux résultats sont présentés dans l'annexe 6 avec les cartes de résistivité apparente et de phase, à différentes fréquences, et une série de profils de résistivité effectués dans le secteur Lengmoos. Dans le secteur Udrischa-Aettenberg, la partie supérieure montre un milieu relativement conducteur proche de la surface et des terrains plus résistants en profondeur, représentant vraisemblablement la couverture quaternaire (dépôts de pente) et le substrat rocheux ("Thanétien" du Gurnigel). Ce flysch dominé par les grès est très fracturé localement (RAETZO-BRÜLHART, 1997) ce qui lui confère un pouvoir drainant important. Ceci est confirmé par la présence d'exutoires, aux débits parfois importants, au niveau de la rupture de pente d'Udrischa et dans le secteur Metzgera en bordure du glissement (Ann. 4). La région entre Udrischli et Udrischa est représentée exclusivement par des terrains conducteurs, quasiment imperméables, correspondant le plus souvent à du matériel de glissement. Les résultats obtenus dans le secteur Lengmoos révèlent deux zones distinctes avec une évolution inversée des résistivités en profondeur. Les pentes escarpées du Hohmattli montrent un contraste net entre une couche superficielle relativement conductrice et un milieu sous-jacent beaucoup plus résistant. Ce contraste traduit sans doute le contact entre la couverture quaternaire et la substrat rocheux, représenté ici par les formations des Préalpes Médiannes et le Flysch du Gurnigel dans la partie inférieure. La complexité stratigraphique et structurale de ces unités à cet endroit permet difficilement d'évaluer la perméabilité du milieu et son influence sur les apports en eaux souterraines dans le glissement. Il semble toutefois que l'essentiel des écoulements développés au sein de cette unité soit drainé, parallèlement au plongement axial, vers le fond de la vallée du Schwarzsee. Cette hypothèse est soutenue par la présence de sources karstiques très importantes en fond de vallée tandis qu'elles sont absentes dans la région du Hohberg. Le grand replat de Lengmoos est caractérisé en surface et en subsurface par des terrains assez résistants, correspondant à des dépôts quaternaires grossiers issus d'anciens phénomènes de chutes et d'éboulements. Les profils C, D et E montrent clairement cette zone superficielle de quelques mètres d'épaisseur qui surmonte des terrains moins résistants. Cette zone est propice à l'infiltration et au développement d'écoulements hypodermiques en direction du glissement. Plus en profondeur, une différence évidente apparaît entre les profils C et D et

le profil E avec un milieu conducteur dans le premier cas et un milieu résistant dans le second. Le milieu conducteur correspond soit à des dépôts quaternaires fins soit à des pélites de la zone de Mélange tandis que le milieu résistant traduit la présence d'une lentille ou d'un olistholite plus compétent, probablement de Flysch du Gurnigel. Il n'est pas exclu que cette lentille contribue à alimenter le glissement par des écoulements de fractures.

4.4.3. Paramètres physiques et chimiques

Une analyse des paramètres physiques et chimiques des principaux exutoires du versant a été entreprise pour acquérir des informations sur le fonctionnement hydrogéologique du versant et plus précisément sur les aires de recharge et les systèmes d'écoulements souterrains. Les mesures in situ (débit, conductivité, température) et l'échantillonnage hydrochimique ont été réalisés simultanément lors de deux campagnes de terrain, la première en hautes eaux (26.3.01) et la seconde en basses eaux (4.7.01). Ces travaux ont été effectués en collaboration avec le GEOLEP qui a également pris en charge les analyses des échantillons.

Débitimétrie

Les principaux exutoires du secteur Hohberg ont été jaugés, le plus souvent à l'aide d'un seau. Les résultats sont présentés dans un tableau (Fig. 4.10), aux côtés des mesures de conductivité et de température, ainsi que dans la figure 4.11 par des cartes schématiques. En régime de basses eaux, les zones d'émergences les plus importantes sont concentrées dans les secteurs d'Udrischa (C7-9 et S50) et de Lengmoos (C57, S12 et S18) avec des débits supérieurs à 10 l/mn, atteignant près de 400 l/mn au captage C7-9 (C7+C8+C9). Partout ailleurs, les débits mesurés sont faibles (< 10 l/mn) et dans la plupart des cas très faibles ou même nuls (< 1 l/mn). En période de hautes eaux par contre, on observe une relative homogénéité des débits sur l'ensemble du versant avec des valeurs généralement supérieures à 10 l/mn et des pointes à plus de 150 l/mn dans le secteur Guglera, au pied des Préalpes Médiannes (S27, S29, S31 et S32). La plupart des exutoires montrent une variation importante des débits entre basses et hautes eaux, typique d'écoulements hypodermiques. Trois exutoires font toutefois exception avec S18 qui ne varie que de 9% et les sources S9 et S50 qui révèlent une différence négative entre basses et hautes eaux. Si le comportement de S18 peut s'expliquer par un temps de résidence

plus élevé, celui de S9 et S50 est plus étonnant et il faut attendre les résultats des analyses hydrochimiques pour avancer une explication.

Température

La température fournit des indications sur l'origine de l'eau, la profondeur des aquifères et le temps de résidence. Les émergences présentant de fortes variations de températures traduisent généralement des écoulements hypodermiques, directement influencés par les eaux météoriques, tandis que les exutoires issus d'aquifères souterrains manifestent une plus grande stabilité. Les mesures effectuées sur le versant du Hohberg ne sont pas toutes représentatives du système d'écoulement car de nombreux exutoires apparaissent de manière diffuse avec des débits très faibles, donc fortement perturbés par la température de l'air. Les exutoires pris alors en considération pour cette analyse sont ceux qui révèlent des débits supérieurs à 1 l/mn en régime de basses eaux (Fig. 4.10 et 4.11). Les variations de températures entre basses et hautes eaux définit clairement deux types d'exutoires: les exutoires "instables" (S4, S9, S12, S29, S34, S40, S50, C10 et C23) qui seraient alimentés par des écoulements de subsurface et les exutoires "stables" (S18, C7-9, C16 et C57), avec moins de 2 °C de variation, qui représenteraient des circulations plus profondes ou alors plus lentes dans des terrains peu perméables. Les eaux de l'aquifère artésien, mesurées dans les forages B99.02 et G1, se rangent dans cette dernière catégorie avec une variabilité inférieure à 2 °C. Elles se démarquent par des valeurs de température légèrement plus élevées qui traduisent une origine franchement souterraine.

Conductivité

La mesure de conductivité informe sur la quantité d'ions dissous et permet d'évaluer la minéralisation totale de l'eau. La conductivité est liée aux propriétés lithologiques de l'aquifère, au temps de séjour de l'eau, au climat et aux mélanges entre différentes eaux. Elle augmente avec la température et pour cette raison les mesures sont ramenées à une température standard de 20 °C ou 25 °C. Dans ce travail, toutes les mesures ont été effectuées avec une température standard de 20 °C.

Plusieurs campagnes de mesures ont été réalisées dans le secteur Hohberg prenant en compte l'ensemble des exutoires mais également les principaux cours d'eau et ceci dans le but de détecter d'éventuelles zones d'infiltration ou d'exfiltration au sein des écou-

lements de surface. Les résultats n'ont révélé aucun événement majeur venant perturber le système hydrologique établi, et pour cette raison la discussion portera uniquement sur les données récoltées lors des deux tournées d'échantillonnages hydrochimiques. En période d'étiage, l'ensemble des exutoires montre une conductivité oscillant entre 150 et 450 $\mu\text{S}/\text{cm}$ à l'exception de la source S62 et les eaux du forage G1 avec, respectivement, 1900 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et 1281 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Fig. 4.10). La minéralisation élevée de la source S62 est due à des écoulements dans des niveaux gypseux du Trias, présents régulièrement à la base des Préalpes Médiannes. La forte minéralisation de G1 est certainement occasionnée par le même type de dépôt

mais comme le gypse apparaît également dans la zone de Mélange, sous la forme de lentilles et de manière dispersée, une interprétation sur l'origine de cette eau ne peut être énoncée. En observant les variations de conductivité entre basses et hautes eaux, il apparaît clairement que la plupart des émergences ne sont pas stables. Seuls six exutoires (S12, S32, C14, C16, C21 et G1) montrent une différence de moins de 5% et peuvent être considérés comme stables du point de vue de leur minéralisation globale. Cinq autres cependant sont assez proches avec une différence comprise entre 5 et 15%. Il s'agit de S4, S18, S34, C6 et C7-9. En confrontant ces observations avec les données acquises précédemment (débitométrie et température),

Outlet	Vol. flow [l/mn]			Cond. 20°C [microS/cm]			Temp. [°C]		
	HW	LW	Diff. [%]	HW	LW	Diff. [%]	HW	LW	Diff. [%]
outcrop spring									
S1	12.5	0	>1000	313	(dry)	-	4.5	(dry)	-
S4	12.5	3	317	311	358	-13	6.7	16.1	-58
S6	4	0	>1000	310	(dry)	-	6.9	(dry)	-
S9	2.6	5	-48	435	372	17	5.9	13.3	-56
S10	12.5	0	>1000	327	(dry)	-	6.2	(dry)	-
S12	40	12.5	220	235	234	0	4.6	13.2	-65
S13	-	1	-	-	204	-	-	8.2	-
S14	17.5	0	>1000	212	(dry)	-	4.3	(dry)	-
S18	25	23	9	237	253	-6	4.5	5.5	-18
S25	25	0.1	>1000	272	339	-20	2.1	9	-77
S27	250	0.1	>1000	277	360	-23	2.9	10	-71
S29	150	5	>1000	286	356	-20	2.8	8.8	-68
S31	250	0	>1000	294	(dry)	-	3.2	(dry)	-
S32	200	0.1	>1000	277	272	2	2.2	13.5	-84
S34	10	3	233	373	331	13	5	10.1	-50
S35	12.5	0	>1000	128	(dry)	-	3.3	(dry)	-
S40	125	5	>1000	244	297	-18	3.7	6.1	-39
S41	35	0.1	>1000	283	385	-26	2.9	16.9	-83
S46	17.5	0.3	>1000	135	374	-64	2.2	18	-88
S50	1.5	15	-90	37	313	-88	4.6	10	-54
S62	-	0.1	-	-	1900	-	-	15.5	-
S64	-	0.5	-	-	188	-	-	10.3	-
catchworks									
C6	-	-	-	387	430	-10	6.3	10.7	-41
C10	40	3	>1000	299	389	-23	5	12.7	-61
C11	15	0	>1000	332	(dry)	-	4.2	(dry)	-
C14	-	-	-	376	371	1	6.4	9.2	-30
C16	17.5	8	119	367	360	2	7.7	9	-14
C21	12.5	1	>1000	359	350	3	7.4	11.5	-36
C23	17.5	2	775	214	320	-33	3.9	12.7	-69
C57	65	25	160	293	375	-22	5.4	6.1	-11
C7-9	-	392	-	345	310	11	6.2	7.8	-21
artesian aquifer									
B99.02	-	-	-	500	408	23	7.7	9.4	-18
G1	-	-	-	1301	1281	2	8.8	10.3	-15
Number	25	29	-	30	26	23	30	26	23
Minimum	1.5	0.0	-	37.0	188.0	-88.2	2.1	5.5	-87.8
Maximum	250.0	392.0	-	1301.0	1900.0	22.5	8.8	18.0	-11.5
Mean	54.8	17.4	-	325.3	428.1	-12.8	4.9	10.9	-49.0
Median	17.5	1.0	-	296.5	357.0	-10.0	4.6	10.2	-54.0
Stand. dev.	76.4	72.4	-	205.7	358.3	25.2	1.8	3.3	24.9

Fig. 4.10 Synthesis of volume flow, conductivity and temperature of Hohberg main outlets. (HW = high water regime, 26.3.2001; LW = low water regime, 4.7.2001; Diff. [%] = difference in % of HW value in comparison with LW value). Location of springs and catchworks in figure 4.11.

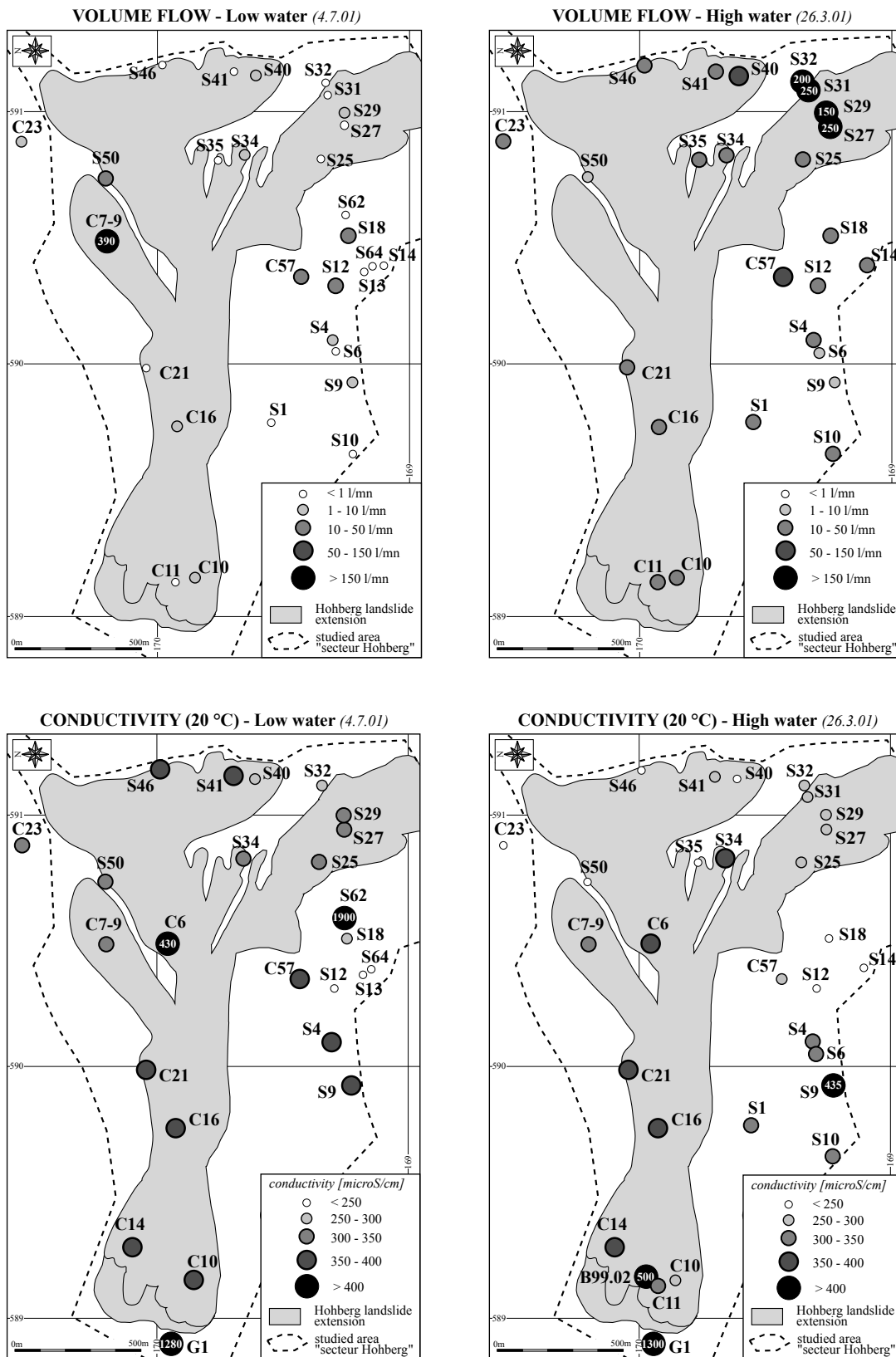


Fig. 4.11 Hohberg landslide. Synthetic maps of volume flow and conductivity measurements at low and high water regimes.

il apparaît que seuls S18, C7-9, C16 et G1 peuvent être définis comme totalement stables. Cette caractéristique confère à ces sources un caractère plus évolué qui traduit une origine plus profonde ou alors des circulations plus lentes en milieu peu perméable. Quant à la source artésienne B99.02, la variation conductivimétrique n'a pas pu être établie à cause de problèmes techniques lors de l'échantillonnage en période de basses eaux. En hautes eaux, la valeur conductivimétrique du B99.02 est un peu plus élevée que l'ensemble des exutoires du versant mais beaucoup plus faible que celle de G1. Elle caractérise probablement une eau évoluée sans influence du gypse.

Analyse chimique des ions

Des analyses hydrochimiques ont été entreprises dans le but de caractériser les eaux du versant en fonction de leur histoire (lithologies traversées, temps de résidence) et de définir un éventuel lien entre les exutoires et l'aquifère artésien observé au front du glissement (Chap. 4.3.1). Les paramètres chimiques mesurables sont nombreux, mais en fonction du temps disponible et des moyens financiers à disposition, le choix s'est restreint aux ions majeurs et au strontium, ce dernier étant réputé comme un excellent marqueur des roches évaporitiques (KILCHMANN, 2001; THIERRIN, 1990). Les résultats des deux séries d'analyses sont présentés dans le tableau de la figure 4.12, avec les concentrations ioniques en milligrammes par litre.

Pour chaque échantillon, la balance ionique a été calculée afin de contrôler la qualité des analyses: le bilan est favorable avec six analyses entre 2 et 4% et le reste en dessous de 2%. Les analyses ont alors permis de définir les différents faciès des eaux échantillonnées:

- **Ca-HCO₃**: S4, S9, S12, S18, S25, S32, S40, S41, S46, S50, S64, C6, C7-9, C10, C14, C16, C21 et C23
- **Ca-Mg-HCO₃**: S27 et S29
- **Ca-Na-HCO₃**: B99.02
- **Ca-HCO₃-SO₄**: C57, S34
- **Ca-SO₄-HCO₃**: G1
- **Ca-SO₄**: S62

Cette classification met en évidence la tendance bicarbonatée calcique des eaux du versant avec parfois une composante magnésienne, sodique ou sulfatée, plus ou moins importante (Fig. 4.13). Le caractère bicarbonaté calcique est commun aux eaux circulant dans les terrains de flysch et de calcaire. La présence de magnésium est parfois due à l'altération

de minéraux argileux comme la chlorite et la glauconie (DEER et al., 1992) mais la principale source provient de la dissolution de la dolomie. Les hautes concentrations en sulfates indiquent clairement des écoulements en terrains gypseux qui se caractérisent également par une forte teneur en calcium et en strontium ainsi qu'une minéralisation totale très élevée. La tendance sodique, sans influence anthropogène (salage des routes par exemple), suggère une eau plus évoluée. En effet, l'enrichissement en sodium résulte de processus lents produits soit par des échanges ioniques sur les argiles soit par l'hydrolyse des feldspaths (APPELO & POSTMA, 1996).

Ces premiers résultats démontrent que seules les eaux influencées par la dolomie (S27 et S29) et le gypse (fortement avec G1 et S62 ou légèrement avec C57 et S34) donnent une indication sur la nature des lithologies traversées. Les autres exutoires, répartis sur l'ensemble du versant possèdent une composition chimique assez similaire. Pour tenter de les différencier, les échantillons de basses eaux ont été comparés entre eux par deux calculs de corrélation qui intègrent l'ensemble des ions majeurs, à l'exception de NO₃ qui provient souvent de pollutions (engrais, eaux usées). Le premier, déterminé par un algorithme de régression linéaire, calcule le coefficient de corrélation (ou de similarité) entre un échantillon sélectionné et les autres. Il prend en compte le rapport des concentrations et non les valeurs absolues, cela signifie qu'un échantillon dilué aura un coefficient de corrélation correspondant à sa composition originale. Le deuxième calcul, déterminé par la distance euclidienne intègre la différence des concentrations absolues.

Les résultats, présentés dans l'annexe 7, montrent clairement que, dans la majorité des cas, les échantillons sont très similaires avec des coefficients de corrélation oscillant entre 0.98 et 1.00. Seules les eaux très sulfatées (G1 et S62) diffèrent très nettement avec des coefficients inférieures à 0.6. Les exutoires S34 et C57, également assez riches en sulfates, se démarquent légèrement des autres et se corrélaient parfaitement entre eux. Les eaux de l'artésien B99.02 montrent de grandes similitudes avec tous les exutoires non influencés par le gypse. Les distances euclidiennes apportent quelques informations complémentaires et notamment avec S64, B99.02 et C6 qui ont des valeurs assez élevées. Comme tous les trois possèdent de très bons coefficients de corrélation, cette caractéristique peut être considérée comme un indicateur du temps de résidence: il serait plus

Outlet	Na [mg/l]			K [mg/l]			Mg [mg/l]			Ca [mg/l]			Sr [mg/l]
	HW	LW	Diff. [%]	HW	LW	Diff. [%]	HW	LW	Diff. [%]	HW	LW	Diff. [%]	LW
outcrop spring													
S4	2.50	9.50	-74	0.69	1.20	-43	3.60	7.70	-53	66.25	82.40	-20	1.69
S9	6.26	6.40	-2	0.92	0.50	84	5.79	6.20	-7	90.97	89.10	2	0.56
S12	0.30	0.50	-40	0.34	0.30	13	3.94	5.10	-23	49.76	58.80	-15	0.23
S18	0.40	0.40	0	0.20	0.20	0	5.16	7.00	-26	47.72	60.20	-21	0.40
S25	0.59	10.70	-94	0.25	1.60	-84	4.02	11.10	-64	56.46	72.70	-22	0.99
S27	0.27	0.60	-55	0.53	0.80	-34	6.09	10.80	-44	59.12	69.30	-15	0.65
S29	0.41	0.40	2	0.63	0.80	-21	10.08	11.80	-15	61.03	69.10	-12	0.63
S32	0.60	0.40	50	0.60	0.30	100	3.53	7.10	-50	59.61	64.80	-8	0.39
S34	3.15	6.10	-48	0.81	1.10	-26	4.70	6.10	-23	78.53	76.30	3	0.32
S40	0.38	0.70	-46	0.48	0.70	-31	1.00	2.30	-57	50.66	68.70	-26	0.37
S41	0.93	5.10	-82	0.62	1.40	-56	3.77	7.80	-52	62.66	80.20	-22	-
S46	0.50	4.50	-89	0.70	1.20	-42	0.85	3.80	-78	31.68	83.40	-62	0.68
S50	0.34	4.00	-92	1.71	1.10	55	0.28	5.60	-95	8.10	67.90	-88	0.87
S62	-	0.90	-	-	1.70	-	-	15.90	-	-	586.50	-	7.46
S64	-	0.20	-	-	0.10	-	-	1.90	-	-	49.30	-	0.11
catchworks													
C6	5.20	6.90	-25	0.98	1.20	-18	6.92	8.70	-20	76.69	87.00	-12	-
C10	3.72	9.60	-61	0.83	1.10	-25	4.52	8.00	-44	63.54	75.90	-16	0.91
C14	4.41	5.10	-14	1.03	1.10	-6	4.64	4.90	-5	77.06	79.60	-3	0.81
C16	6.02	7.50	-20	1.05	1.20	-13	5.02	5.30	-5	73.57	75.60	-3	0.83
C21	4.23	4.60	-8	1.00	1.20	-17	4.19	4.70	-11	75.33	80.20	-6	-
C23	0.62	1.00	-38	0.52	0.20	160	0.72	1.30	-45	49.32	77.10	-36	-
C57	0.89	2.60	-66	1.15	1.70	-33	6.03	8.90	-32	61.99	82.30	-25	0.83
C7-9	3.73	4.80	-22	1.03	1.20	-14	4.91	4.90	0	70.56	78.80	-10	0.94
artesian aquifer													
B99.02	31.29	31.00	1	1.59	1.70	-6	12.78	13.10	-2	71.97	74.60	-4	1.77
G1	23.45	23.90	-2	0.72	0.80	-10	31.23	32.70	-4	277.53	282.80	-2	5.70

Outlet	Cl [mg/l]			NO3 [mg/l]			SO4 [mg/l]			HCO3 [mg/l]			I.B. [%]	
	HW	LW	Diff. [%]	HW	LW	Diff. [%]	HW	LW	Diff. [%]	HW	LW	Diff. [%]	HW	LW
outcrop spring														
S4	0.20	0.20	0	0.10	0.40	-75	5.10	10.10	-50	222.88	303.53	-27	-0.6	-0.1
S9	0.30	0.10	200	0.10	0.00	100	20.80	17.80	17	295.54	299.49	-1	0.2	-0.3
S12	0.20	0.20	0	0.80	1.00	-20	1.50	3.30	-55	168.11	198.36	-15	0.1	0.4
S18	0.30	0.20	50	1.40	1.60	-13	2.50	6.00	-58	166.63	206.47	-19	-0.2	0.5
S25	0.10	0.90	-89	0.00	1.20	-100	2.40	28.10	-91	191.02	268.23	-29	-0.1	0
S27	0.20	0.30	-33	0.80	0.30	167	1.60	12.80	-88	204.23	247.12	-17	0.2	0.7
S29	0.50	0.30	67	0.50	0.40	25	12.20	18.00	-32	215.87	243.45	-11	1.1	0.8
S32	0.60	0.10	500	0.50	0.40	25	1.40	1.90	-26	197.45	228.60	-14	0.1	0.5
S34	0.70	0.90	-22	0.50	0.70	-29	32.20	41.50	-22	225.00	224.34	0	0.7	0.1
S40	0.20	0.10	100	0.50	0.80	-38	2.10	5.20	-60	157.15	214.32	-27	-0.1	0.2
S41	0.10	0.10	0	0.10	0.40	-75	8.00	22.70	-65	198.46	260.92	-24	0.9	1.4
S46	0.20	0.40	-50	0.20	0.70	-71	1.50	6.30	-76	100.99	278.34	-64	-0.3	-0.3
S50	1.00	0.70	43	0.40	1.30	-69	1.20	8.50	-86	27.45	231.00	-88	-3.2	0.3
S62	-	1.10	-	-	0.00	-	-	1431.20	-	-	190.29	-	-	-3.6
S64	-	0.20	-	-	2.50	-	-	2.50	-	-	154.04	-	-	-0.7
catchworks														
C6	0.50	0.60	-17	0.70	1.10	-36	19.20	23.80	-19	252.50	292.57	-14	0.7	0.4
C10	0.40	0.70	-43	0.90	1.20	-25	10.10	14.00	-28	205.90	271.73	-24	1.3	0.9
C14	0.70	0.80	-13	0.80	1.20	-33	5.20	6.60	-21	261.69	266.08	-2	0	0.7
C16	0.40	0.50	-20	0.60	0.90	-33	3.60	4.60	-22	257.83	264.81	-3	0.4	0.9
C21	0.70	0.80	-13	0.90	1.60	-44	5.10	6.50	-22	249.09	265.97	-6	0.9	0.5
C23	0.40	0.20	100	0.00	0.00	0	1.40	2.10	-33	153.49	240.64	-36	0.1	0.1
C57	0.30	0.60	-50	1.20	1.90	-37	25.30	48.90	-48	189.27	234.52	-19	-0.3	0.6
C7-9	0.80	0.80	0	0.70	1.80	-61	7.30	10.50	-30	236.17	255.05	-7	0.5	1
artesian aquifer														
B99.02	1.10	1.20	-8	0.00	0.00	0	11.30	12.10	-7	345.76	353.17	-2	0.9	1
G1	2.20	2.20	0	0.00	0.00	0	670.00	635.00	6	262.13	260.73	1	-2.4	0.9

Fig. 4.12 Major ions and strontium concentrations (in mg/l) of Hohberg main outlets (GEOLEP, EPFL data). (HW = high water regime, 26.3.2001; LW = low water regime, 4.7.2001; Diff. [%] = difference in % of HW value in comparison with LW value; I.B. = ion balance)

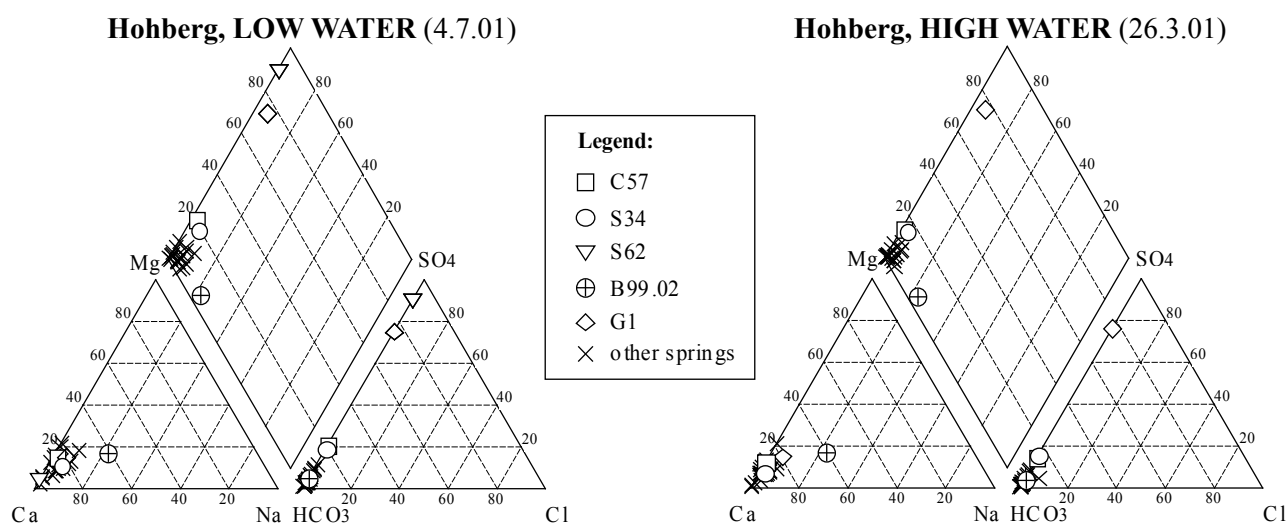


Fig. 4.13 Hydrochemical characterization of Hohberg main outlets in two Piper diagrams, at low and high water regimes.

court pour S64, qui est peu minéralisé, et plus long pour B99.02 et C6, qui montrent des conductivités supérieures à 400 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

4.4.4. Synthèse sur le fonctionnement hydrogéologique

La répartition des points d'eau ainsi que les sondages géophysiques au RMT ont permis de différencier les secteurs du bassin versant en fonction de leur potentiel d'infiltration. Il apparaît clairement que la masse en glissement, dominée par une matrice argilo-silteuse, est très peu perméable et privilégie les écoulements de surface. La mise en charge au travers de ce matériel est globalement faible et les infiltrations, si elles existent, sont localisées à proximité des blocs et des racines. Par contre, tous les autres secteurs du bassin versant, situés en marge du glissement, sont caractérisés par des terrains plus perméables, propices à l'infiltration et au développement d'écoulements souterrains. Les mesures physiques et les analyses chimiques ont apporté des informations concernant le cheminement de ces écoulements, ce qui a permis de définir le rôle des différents secteurs sur l'alimentation du glissement en eaux souterraines (Fig. 4.2 et Ann. 4).

Secteur Guglera – Hohmattli

La variabilité des paramètres physico-chimiques et surtout des débits entre basses et hautes eaux confère aux sources du secteur Guglera (S25, S27, S29,

S31 et S32; Ann. 4) un caractère superficiel très réceptif aux conditions hydrologiques. Même si des écoulements au niveau du substrat ne sont pas exclus, ces sources sont essentiellement issues d'écoulements hypodermiques développés au sein des éboulis des pentes du Hohmattli. Elles traduisent vraisemblablement un effet de débordement au contact avec le matériel de glissement. En revanche, les eaux non exfiltrées contribueront à alimenter le couloir sud du glissement.

Secteur du Col

Les sources du secteur du Col sont concentrées dans la partie sud (S34, S40 et S41) et centrale (S46; Ann. 4) et présentent des propriétés typiques d'écoulements hypodermiques. Elles se différencient de celles du secteur Guglera par des débits en hautes eaux plus faibles et une variation débitométrique moins significative. Cette différence peut s'expliquer par une aire de recharge plus restreinte et des écoulements plus lents dans un milieu peu perméable. Ce comportement traduit une influence plus modérée des conditions hydrologiques. La plupart des exutoires sont situés, probablement par effet de trop plein, en bordure du matériel de glissement, ce qui suggère qu'une partie des écoulements pénètrent dans la masse en glissement et alimentent ainsi le couloir central.

Secteur Aettenberg – Udrischa - Metzgera

Tout ce secteur est situé en zone de Flysch du Gurnigel, le plus souvent de manière subaffleurante

ou alors recouvert d'une fine couverture quaternaire. L'infiltration est très marquée dans tout le secteur mais les écoulements semblent s'activer de préférence dans les grès fracturés du "Thanétien". Cette tendance est matérialisée par une série d'exutoires dans la région de Metzgera qui marque le contact entre le "Thanétien" et le matériel de glissement moins perméable. Le pouvoir drainant de ces grès est mis en évidence par des sorties d'eau très importantes dans le secteur Udrischa. Les captages C7, C8 et C9 (C7-9; Ann. 4) en sont les meilleurs représentants avec un débit cumulé de près de 400 l/mn en régime de basses eaux. En plus d'un gros débit, ces captages montrent une relative stabilité au niveau de la conductivité et de la température qui traduit un temps de transit plus important que celui des secteurs précédents. Les exutoires C16 et C21 de la région de Metzgera révèlent un comportement assez similaire à C7-9 mais se distinguent par des débits nettement moins élevés et une variation entre basses et hautes eaux très marquée. Ce comportement laisse supposer que ces exutoires ne représentent, par effet de trop plein, qu'une partie des eaux drainées et que l'essentiel poursuit son cheminement en profondeur. Les analyses hydrochimiques n'ont malheureusement pas permis de confirmer cette hypothèse car un lien direct entre les eaux du "Thanétien" et celles de l'aquifère artésien du B99.02 n'a pu être établi. Dans tous les cas, on peut penser que l'influence des conditions hydrologiques sur ce système d'écoulement souterrain n'est pas aussi important que sur ceux des secteurs précédents. Par contre, ces écoulements ont la capacité d'alimenter le bas du glissement de manière permanente.

Secteur Lengmoos

Les exutoires du secteur Lengmoos présentent tous un caractère superficiel directement influencé par les conditions hydrologiques, à l'exception de C57 et surtout S18 qui sont plus tamponnés (Ann. 4). Ces derniers caractérisent soit un aquifère plus profond, soit des circulations plus lentes en milieu moins perméable. Dans tous les cas, aucun indice ne démontre une réelle contribution souterraine en provenance des Préalpes Médiannes ou de l'écaïlle du Gurnigel, et surtout pas l'agencement structural qui est orienté perpendiculairement à la direction de la pente (Ann. 5). De ce fait et étant donné la distance qui le sépare du glissement, ce système d'écoulements ne devrait donc pas jouer un rôle majeur dans l'alimentation du glissement. Par contre, tout le replat du secteur Lengmoos, situé en dessous de la zone sourcière, est directement concerné. En effet, comme l'ont démon-

tré les résultats des sondages RMT (Chap. 4.4.2), cette zone est propice aux infiltrations et au développement d'écoulements hypodermiques et comme la pente est orientée en direction du glissement, les écoulements vont naturellement converger vers celui-ci.

Secteur Hürli

Ce secteur est sans aucun doute le moins impliqué dans l'alimentation du glissement en eaux souterraines. En effet, les exutoires sont issus d'écoulements hypodermiques qui, de par leur éloignement, ne concernent pas le glissement du Hohberg. De plus, même si le terrain est perméable, les eaux infiltrées ne semblent pas s'écouler en direction du glissement. Ceci est démontré par l'absence d'exutoire en bordure du matériel de glissement et par le fait que, ni la nature du substrat (zone de Mélange) ni l'agencement structural ne sont favorables à des circulations plus profondes, qui transiteraient en dessous de la masse en glissement.

Aquifère artésien

La présence d'un aquifère artésien a été reconnue dans plusieurs forages et notamment dans le B99.02 et le F3, au front du glissement (Chap. 4.3.1; Fig. 4.6, 4.7 et 4.8). Bien que cette nappe soit située largement en dessous du glissement, la force verticale exercée par la pression artésienne peut avoir un effet sur la stabilité du versant. On a donc jugé utile d'entreprendre une recherche sur l'origine des eaux de cette nappe et le meilleur moyen était de comparer, à l'aide des analyses hydrochimiques, les eaux du forage B99.02 avec les eaux susceptibles de participer à la recharge; c'est-à-dire la plupart des exutoires du versant mais aussi les eaux influencées par les écoulements souterrains de vallée (forage G1; Ann. 4). Les résultats ont démontré que l'eau du B99.02 présentait de réelles affinités avec tous les exutoires du versant non influencés par le gypse mais en revanche, aucun lien avec les eaux sulfatées de la vallée (G1). De ce fait, et au vu des observations faites précédemment, on peut légitimement supposer que la principale source d'alimentation de cette nappe provienne de la partie nord du versant, plus particulièrement des grès du "Thanétien". Une contribution par des infiltrations directes, dans les secteurs Gerendacherli et Ludena, n'est toutefois pas exclue. Le caractère plus évolué des eaux de l'artésien, démontré notamment par une teneur élevée en sodium, s'expliquerait alors par une recharge lente au travers des dépôts gravitaires très peu perméables.

4.5. MESURES DE DÉPLACEMENT

4.5.1. Mesures GPS

Suite à une accélération très nette du glissement en 1994 (RAETZO-BRÜLHART, 1997), un réseau de points GPS a été installé au printemps 1995 pour un suivi des mouvements. Ce réseau, initialement concentré dans la partie supérieure et intermédiaire du glissement, a été élargi en septembre 1996 par l'implantation de nouveaux points sur le front du glissement. Le réseau complet compte dès lors plus de 60 points répartis sur l'ensemble du versant. Toutefois, seuls les points mesurés régulièrement, à savoir ceux qui représentent au mieux l'évolution des déplacements, ont été retenus dans ce travail. Ils constituent le réseau principal et sont localisés sur le fond topographique de l'annexe 8.

Entre 1995 et 2001, 19 campagnes de mesures ont été effectuées: les 12 premières (1995-1998) par l'Institut de Géologie de l'Université de Fribourg et le bureau des autoroutes du canton de Fribourg (BAR) et les 7 suivantes (1998-2001) par Geotest SA en collaboration avec l'Institut de Géologie et le BAR. Toutes les mesures ont été réalisées avec des systèmes performants en mode différentiel "temps différé" (Chap. 3.2.2) et pour chaque campagne, le même point de référence (103) a été utilisé. Quant au post-traitement, un changement de méthode de calibration a eu lieu entre 1996 et 1997, caractérisé par le passage du traitement "multi" au traitement "solo" (Chap. 3.2.3; Ann. 9). La transition a toutefois été assurée par un double traitement des données. En revanche, une calibration "multi" a été effectuée par erreur sur les mesures du 24 octobre 2000 ce qui les a rendues incompatibles avec les autres données traitées en "solo"; cette campagne a donc logiquement été mise à l'écart.

La précision des mesures a été déterminée par le calcul d'erreur du 2 drms sur 5 points de contrôle situés en marge du glissement (101, 102, 104, 254 et 345; Chap. 3.2.4). Les résultats, basés sur les campagnes "solo", ont révélé une précision de 1.7 cm (Ann. 1). Cette valeur a également été retenue pour les mesures "multi" qui n'étaient pas assez nombreuses pour ce calcul. Comme cette imprécision de mesure est bidimensionnelle, elle affecte non seulement la valeur des déplacements mais également sa direction. Pour cela, une correction, qui consiste à projeter les valeurs de déplacement sur l'axe de

direction moyenne, a été effectuée (Chap. 3.2.5). Les résultats se révèlent alors plus exacts mais pas pour autant plus précis et il faut compter, pour une valeur de déplacement, une marge d'erreur de 2 fois 2 drms, soit de ± 3.4 cm.

Evolution "annuelle" des déplacements

Cinq cartes synthétiques ont été établies pour exprimer l'évolution générale de l'activité du glissement, de 1995 à 2001 (Fig. 4.14). Chaque carte représente une période d'environ une année, à l'exception de la dernière qui, par manque de données, correspond à un intervalle de plus d'un an et demi. Pour chaque point, les déplacements mesurés ont été traduits en vitesses puis intégrés dans une des cinq classes de vitesses proposées. Les valeurs des déplacements et des vitesses sont livrées dans le tableau de l'annexe 10.

La distribution spatiale des vitesses et leur évolution définit clairement l'activité générale des différents secteurs du glissement (Fig. 4.2, 4.5 et 4.14):

- *Glissement rotationnel*: D'après les observations de terrain, la partie supérieure du couloir sud est affectée par un phénomène de glissement rotationnel. L'activité de ce secteur est représentée ici par les points 32 et 33, situés en contrebas de la route qui mène à Unter Guglera Hohberg. Les vitesses enregistrées sur ces deux points sont globalement très faibles. Elles sont insignifiantes entre 1995 et 1998 et atteignent leur maximum en 1998-1999 avec seulement 3.7 cm/an pour le 32 et 7.5 cm/an pour le 33. Au cours de la dernière période (1999-2001), seul le point 33 montre un déplacement significatif avec 4.5 cm/an.

- *"Schuttstrom"*: La partie inférieure du couloir sud montre une activité très élevée, de l'ordre du mètre par année, typique de processus de "Schuttstrom". Les vitesses sont représentées par le point 9 qui, indiscutablement, est le plus rapide de l'ensemble du réseau. Sur le terrain, l'ampleur des mouvements est illustrée, entre autre, par un déplacement spectaculaire de la route menant à Lengmoos (env. 20 m depuis 1994). Les hautes valeurs enregistrées aux points 16 et 17 indiquent que le "Schuttstrom" s'étend, dans la zone de transit, en rive gauche du Hohbergbach. L'évolution des vitesses de ces trois points met en évidence deux périodes très actives: 1996-1997 avec une vitesse qui atteint 9.5 m/an et 1998-1999 avec une vitesse maximale d'environ 6 m/an. Par contre, les points 41 et 43, situés juste en amont

de la niche principale du "Schuttstrom", n'affichent pas le même comportement. Ils montrent d'une part une grande variabilité des vitesses, avec des valeurs oscillant entre 3 cm/an à plus de 2 m/an, et d'autre part une évolution de l'activité qui diffère très nettement de celle du "Schuttstrom". Ce comportement traduit sans doute un phénomène d'instabilité superficielle lié à une activité locale de la niche d'arrachement.

- *Couloir central*: Ce couloir est constitué de plusieurs couloirs actifs qui convergent vers la zone de

transit au niveau des point 5 et 6. Les vitesses du point 6 sont à peu près le double de celles du point 5, ce qui démontre une activité plus intense dans la partie sud que dans la partie nord du couloir. Mais étant donné que cette proportion est conservée au cours du temps, on peut admettre un comportement identique pour l'ensemble du couloir. 1995-1996 apparaît comme étant la période la plus calme avec des vitesses inférieures à 40 cm/an. Durant la période suivante (1996-1997), des vitesses de près de 80 cm/an indiquent une nette augmentation de l'activité. Après une accalmie en 1997-1998, on observe une recru-

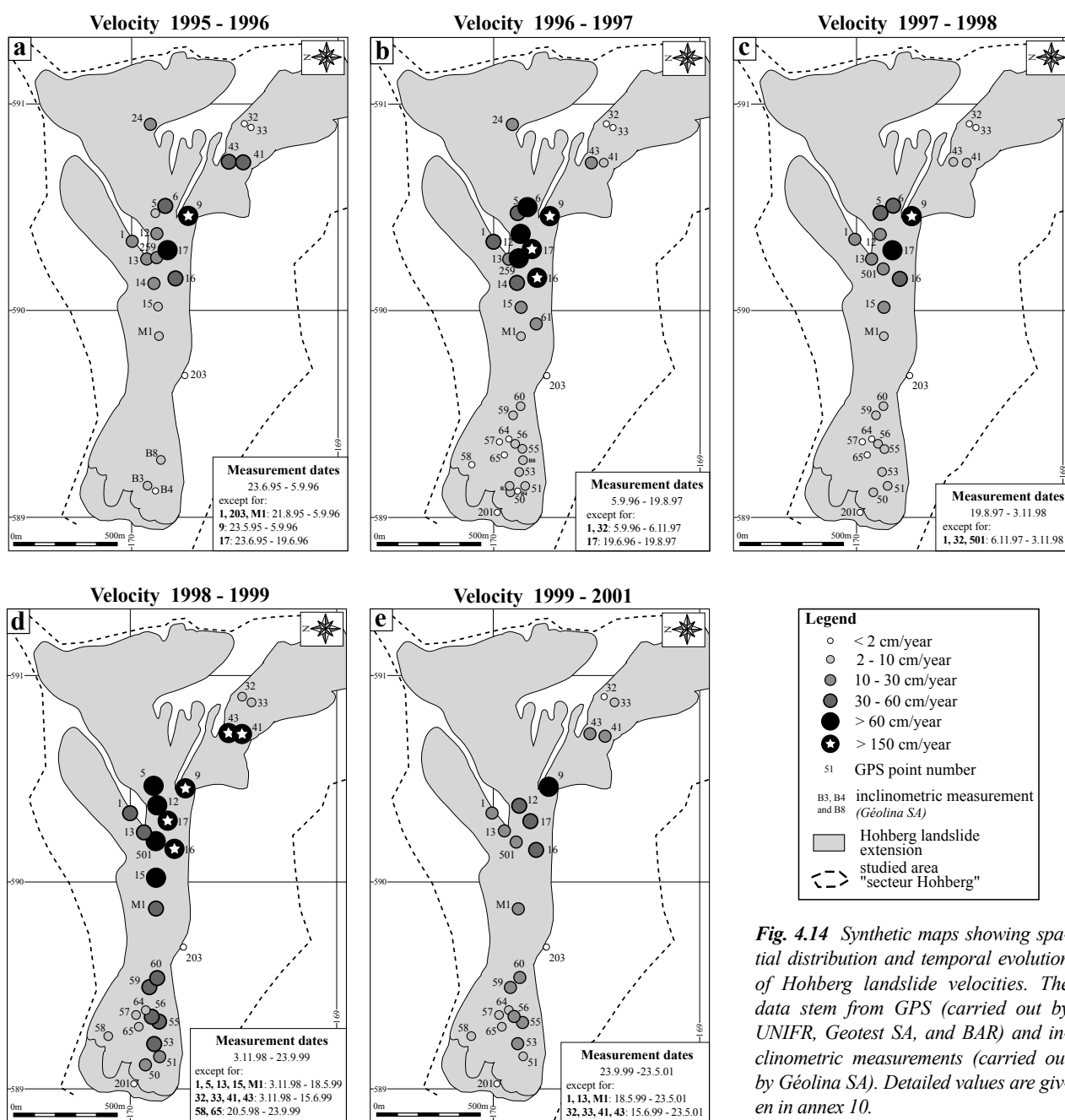


Fig. 4.14 Synthetic maps showing spatial distribution and temporal evolution of Hohberg landslide velocities. The data stem from GPS (carried out by UNIFR, Geotest SA, and BAR) and inclinometric measurements (carried out by Géolina SA). Detailed values are given in annex 10.

descence de l'activité durant la période 1998-1999, avec des vitesses supérieures à 1 m/an.

- *Couloir nord*: Le couloir nord, représenté par les points 1 et 13, montre une activité un peu moins intense que le couloir central. L'évolution de cette activité est cependant très similaire, avec une première phase d'accélération en 1996-1997 et une deuxième plus importante en 1998-1999.

- *Zone de transit*: La zone de transit est représentée, d'amont en aval, par les points 12, 259, 501, 14, 15, et M1; les points 16 et 17, associés au processus de "Schuttstrom", ne sont pas pris en considération. Les six points ont un comportement relativement semblable et montrent la même tendance que les points 5 et 6 du couloir central. Le point 12, bien que légèrement plus lent que le point 6, est le plus rapide du secteur. Les vitesses décroissent ensuite progressivement vers l'aval.

- *Front du glissement*: L'activité est faible dans tout le secteur à l'exception de la période 1998-1999 qui révèle des vitesses nettement plus élevées avec, par exemple, 56 cm/an au point 59 et 21 cm/an au point 51. Durant cette période, des dégâts importants ont été observés sur plusieurs habitations du quartier de Gerendacherli. Il semble par contre que le front du glissement ait peu réagi lors de l'accélération de 1996-1997 observée en amont.

Evolution "saisonnnière" des déplacements

Dans l'analyse précédente, deux périodes plus actives ont été reconnues, l'une en 1996-1997 et l'autre en 1998-1999. Il a également été observé que l'accélération de 1996-1997 a affecté surtout la partie supérieure et intermédiaire du glissement, tandis que celle de 1998-1999 s'est propagée jusqu'au front. Sur la base de ces résultats et en fonction du nombre de données existantes, six points ont été retenus pour décrire plus en détail ces deux périodes: les points 12, 60 et 51 pour le glissement et les points 9, 17 et 16 pour le "Schuttstrom" (Fig. 4.14 et 4.15).

L'accélération de 1996-1997, qui a affecté le "Schuttstrom" et la zone de transit du glissement (point 12), se manifeste en deux temps, avec une première phase entre septembre 1996 et avril 1997 et une deuxième, de même intensité, entre juin et août 1997. Dans la zone de transit, ces deux phases se caractérisent par des vitesses nettement plus faibles que lors de l'accélération de 1998-1999, et apparemment trop faibles pour influencer de manière signifi-

cative le front du glissement (points GPS 51 et 60). L'accélération de 1998-1999 est, quant à elle, plus généralisée. Elle apparaît au niveau du "Schuttstrom" et de la zone de transit entre novembre 1998 et mai 1999, et atteint le front du glissement avec un décalage de plusieurs semaines, voire de plusieurs mois. En effet, dans la partie supérieure du front (point 60), l'accélération débute également entre novembre 1998 et mai 1999 mais s'accroît entre mai et juin 1999. Au pied du glissement (point 51), elle intervient exclusivement entre mai et juin 1999.

4.5.2. Mesures de distance en continu

En juillet 1997, un dispositif DICLAS (Chap. 3.3.4) a été installé dans le secteur Udrischli pour obtenir des mesures de déplacement en continu. Le système de mesure a été fixé sur le chalet d'Udrischli, en bordure du glissement (Fig. 3.7; Ann. 8). Pour vérifier la stabilité de cette zone, un point de contrôle GPS (point 7) a été mesuré lors de chaque campagne. Le réflecteur a été implanté dans la zone de transit du glissement au même endroit que le point GPS 501, soit à une distance d'environ 150 m de la station de base et environ 180 m plus bas que le point GPS 12. Après une année de tests, le système a été programmé pour effectuer 5 mesures (qui sont ensuite moyennées) toutes les 90 minutes. La précision des mesures, déterminée par le calcul de 2 fois l'écart type (2σ), révèle une valeur de ± 4 mm pour la période 1997 à 2000 et ± 9 mm depuis mars 2000. Cette dégradation de la précision est probablement causée par une usure du système.

Les mesures DICLAS ont débuté le 10 juillet 1997, soit pendant la phase d'accélération de juin-août 1997 mise en évidence par les mesures GPS. Les résultats sont présentés dans la figure 4.16 sous la forme d'une courbe de déplacements cumulés. La première partie de la courbe montre une phase de décélération avec des vitesses qui passent progressivement de 50 cm/an à 15 cm/an. Ceci nous indique que l'accélération a eu lieu avant le 10 juillet 1997 et, si l'on se réfère aux données GPS, sans doute pas avant le mois de juin. L'évolution de la courbe met ensuite en évidence une accélération qui survient durant la période GPS de novembre 1998 – mai 1999, reconnue comme étant la plus active depuis 1995 dans la partie supérieure du glissement. Elle apparaît de manière spectaculaire à la fin de l'hiver 1998-1999. Elle se déclenche entre le 23 et 28 février 1999 et atteint son paroxysme, avec plus de 3.5 m/an, au cours du mois de mars. La vitesse décroît ensuite

progressivement avant de réaugmenter très légèrement durant l'hiver 1999-2000. Cette petite accélération débute entre le 19 décembre 1999 et le 6 janvier

2000 et se poursuit jusqu'à la mi-mars. Ensuite, après une phase de décélération d'environ deux mois, la vitesse se stabilise à environ 15 cm/an.

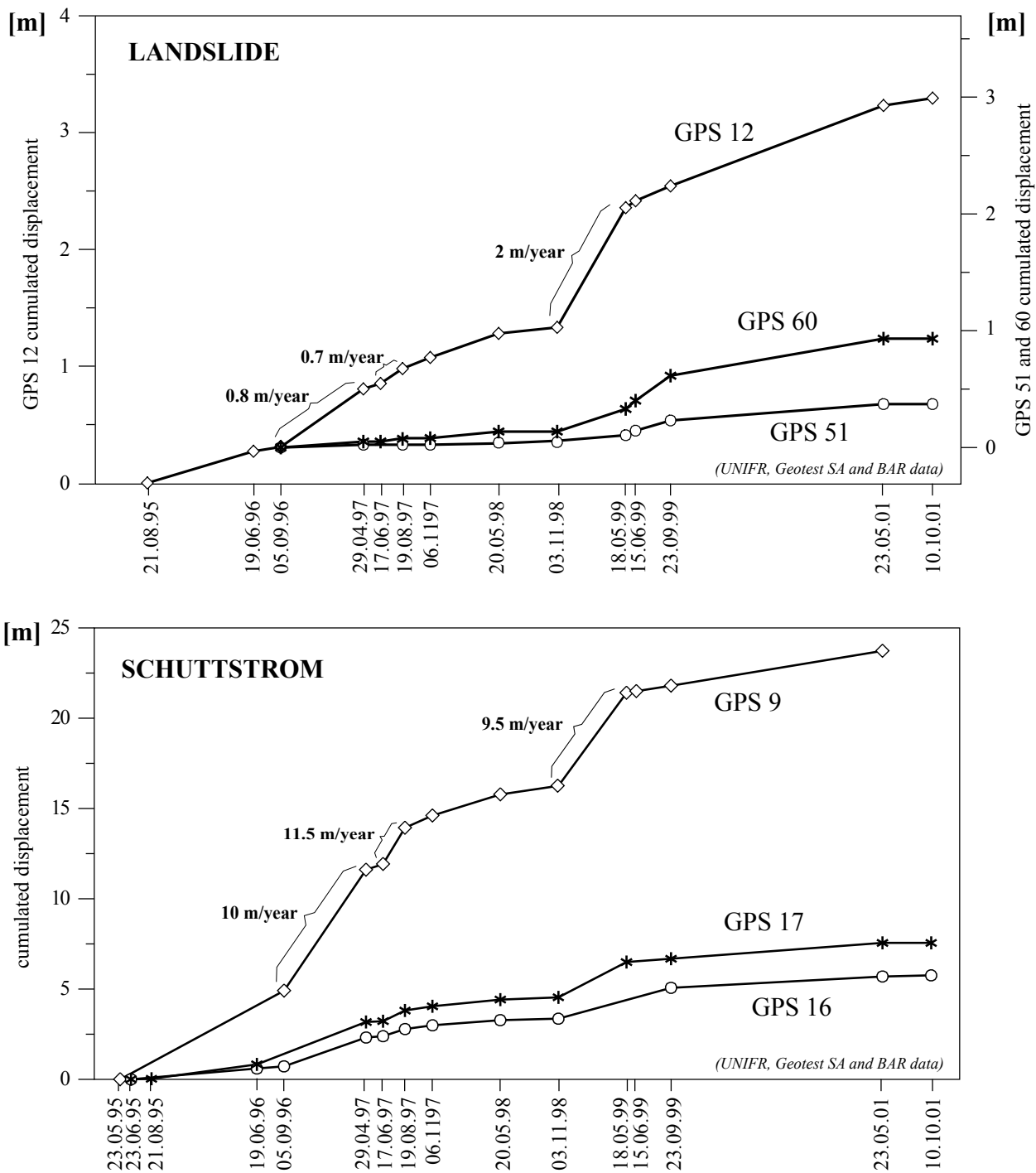


Fig. 4.15 Evolution of Hohberg landslide and "Schuttstrom" activity between 1995 and 2001. Each curve represents the cumulated displacements of selected GPS points (for location, see figure 4.14 and annex 8).

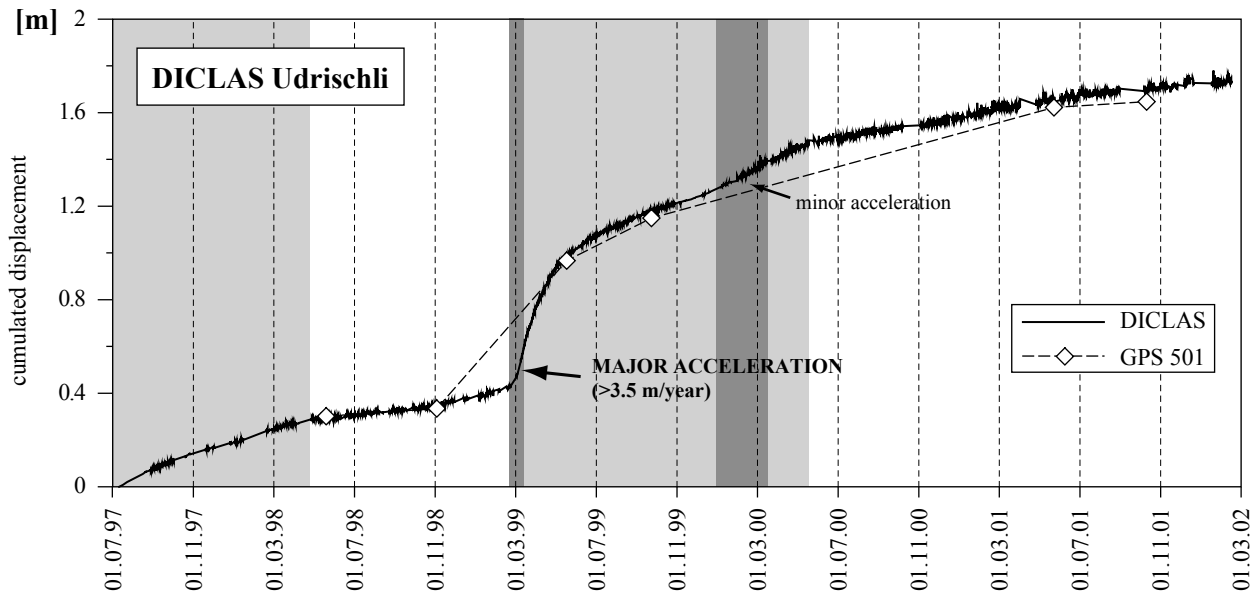


Fig. 4.16 Cumulated displacement curves of DICLAS Udrischli and GPS point 501, in the transit zone of the Hohberg landslide. The major acceleration of late winter 1998-1999 starts between February 23rd and 28th and reaches its paroxysm in early March, with a velocity higher than 3.5 m/year. (In dark grey: acceleration periods; in light grey: deceleration periods; in white: constant activity periods, about 15 cm/year).

4.5.3. Autres mesures

Mesures inclinométriques

Des mesures inclinométriques ont été entreprises par différents bureaux dans le but de localiser le ou les plans de glissement et définir l'organisation des déplacements en profondeur. Les premières mesures ont été effectuées par le bureau Géolina SA dans les forages B3, B4 et B8, entre mai 1995 et août 1996 (GÉOLINA, 1997; Fig. 4.6). Les suivantes ont été réalisées dans les forages F1, F2 et F3 par le bureau CSD, au cours du printemps 1997 (BEER et al., 1997). Enfin, les dernières ont été entreprises par Geotest SA, entre août et octobre 1999, dans le forage B99.01 (GEOTEST, 1999). Tous les résultats ont révélé un plan de glissement très net et des mouvements quasiment constants sur toute la profondeur. La vitesse moyenne ainsi que le sens des déplacements ont été calculés pour chaque forage (Fig. 4.17). Les vitesses observées dans les forages F1, F2, F3 et B99.01 ne font que confirmer les résultats des mesures géodésiques tandis que celles du B3, B4 et B8 permettent de compléter les données GPS de la période 1995-1996 (Fig. 4.14; Ann. 10). En effet, durant cette période, aucune autre mesure de déplacement n'a été entreprise sur le front du glissement.

	Drilling	Coord.	Altitude [m a.s.l.]	Slide plane depth	Measurement period	Mean velocity [cm/year]	Direction [°N]
CSD Ingénieurs Conseils SA	F1	589.844 169.882	1205	16.5 m	04.03.97 16.06.97	10.4	270
	F2	589.518 169.882	1139	16.5 m	04.03.97 16.06.97	8.6	280
	F3	589.238 169.879	1081	18.5 m	04.03.97 16.06.97	4.4	260
Geotest SA	B99.01	589.270 169.930	1082	14 m	26.08.99 28.10.99	12	280
Géolina SA	B3	589.125 169.925	1058	5 m	02.05.95 22.08.96	3.8	305
	B4	589.108 169.891	1062	8 m	02.05.95 22.08.96	1.2	280
	B8	589.275 169.858	1092	16.5 m	24.11.95 22.08.96	4	270

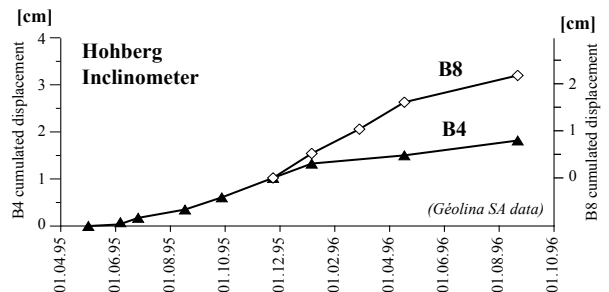


Fig. 4.17 Synthesis of inclinometric measurements carried out in seven drillings of the Hohberg landslide (for location, see figure 4.6). Below, the cumulated displacement curves of B4 and B8 show a relatively constant activity of the landslide toe during the whole period 1995-1996.

Mesures de distance au théodolite

Suite à l'accélération de février-mars 1999, un réseau de points associé à des mesures de distance a été installé dans la partie inférieure du glissement (Ann. 8). La station de base a été aménagée en zone stable sur le versant opposé et la plupart des réflecteurs ont été fixés sur des habitations. Les campagnes de mesures ont été effectuées par les bureaux Geotest SA et Philipona & Brügger à l'aide d'un théodolite équipé d'un distomètre laser. Le traitement des données, qui comprend les corrections et le calcul de la précision, a été réalisé par nos soins (Chap. 3.3.2). On obtient au final, pour une valeur de déplacement, une marge d'erreur de ± 0.4 mm/100 m (2σ).

Les résultats sont présentés dans la figure 4.18 sous la forme de courbes cumulatives.

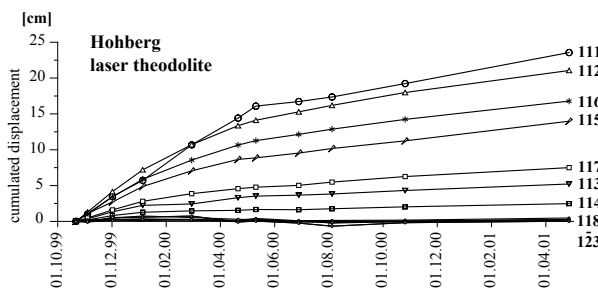


Fig. 4.18 Cumulated displacement curves of the lower part of the Hohberg landslide. The measurements were carried out by Philipona & Brügger and Geotest SA with the use of a laser theodolite system (for points location, see annex 8).

Sur l'ensemble de la période de mesures, les points situés dans les quartiers de Rohr (118 à 121) et du Möсли (122 et 123) ne montrent aucun mouvement significatif. Les autres révèlent tous la même tendance avec d'abord une phase de décélération et, depuis mai 2000, une stabilisation des vitesses. Cette évolution coïncide parfaitement avec celle du DICLAS Udrischli de la zone de transit. Les vitesses plus élevées des points 111 et 112 sont logiques étant donné que ceux-ci sont situés plus en amont. La différence des vitesses enregistrées sur les points 113 à 117 indique une variation latérale de l'activité, produite notamment par la présence d'une crête plus résistante qui sépare le glissement en deux langues frontales (Chap. 4.2.6 et Fig. 4.5). En effet, les points 113 et 114, situés dans l'alignement de cette crête, sont les plus lents du secteur.

Mesures de distance par câble

Après l'accélération de 1999, un dispositif de câble a été installé par Geotest SA pour mesurer l'activité du "Schuttstrom". Le système utilisé est décrit dans le chapitre 3.4.1 et illustré dans la figure 3.8. La station de mesure a été fixée sur un arbre stable en rive gauche du "Schuttstrom" et pour réduire au maximum l'angle entre le câble et la direction des mouvements, le point de mesure a été implanté près de la zone de cisaillement (Ann. 8). Les vitesses sont donc logiquement moins élevées que celles du point GPS 9 situé au centre de la masse active mais l'évolution des mouvements est proportionnellement comparable.

Les mesures ont été effectuées entre mai 1999 et avril 2000 et les résultats sont illustrés dans la figure 4.19 par une courbe cumulative des déplacements. Jusqu'en décembre 1999, la vitesse est constante avec une valeur moyenne de 70 cm/an. Entre le 21 décembre 1999 et le 6 janvier 2000, le "Schuttstrom" subit une accélération très nette, en passant de 70 à 200 cm/an. La vitesse se stabilise ensuite quelques temps avant de décroître brusquement en avril 2000. Ce ralentissement, qui a lieu entre le 10 et le 21 avril, réduit la vitesse à environ 30 cm/an. Cette évolution diffère de celle du glissement par une variation des vitesses beaucoup plus brutales. En effet, par rapport à la courbe DICLAS, l'accélération du "Schuttstrom" est nettement plus prompte et intense que celle du glissement.

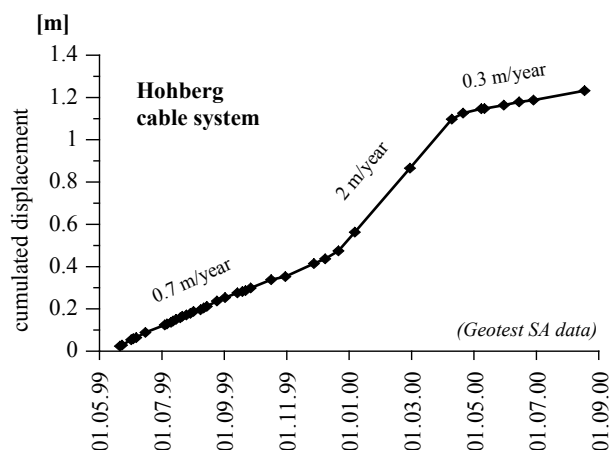


Fig. 4.19 Cumulated displacement curve of the Hohberg cable system. The measured point is located on the "Schuttstrom" near the shearing zone (see annex 8).

4.6. ANALYSE DENDROGÉOMORPHOLOGIQUE

Une méthode d'analyse dendrogéomorphologique a été développée spécifiquement pour ce projet, dans le but d'interpréter au mieux l'évolution des glissements profonds (> 10m) au cours du siècle passé. Les différentes étapes ainsi que les termes utilisés sont décrits en détail dans le chapitre 2 "Dendrogéomorphologie".

4.6.1. Echantillonnage

Afin d'observer la croissance des cernes dans leur intégralité, tous les échantillons ont été prélevés sous la forme de rondelles. Les prélèvements ont été effectués sur des arbres récents, abattus par les forestiers lors de la réalisation des travaux de drainages. Trois campagnes d'échantillonnage, la première en automne 1997 (par H. Raetzo) et les deux autres respectivement en février et juillet 2001, ont permis de récolter 58 rondelles, dont 7 sur des arbres "non perturbés" pour l'établissement de la courbe de référence. Les 51 autres ont été prélevés sur des arbres situés en zone active dans quatre secteurs différents (Fig. 4.2 et 4.20): la zone de transit (zone 1), le couloir sud (zone 2), le couloir central inférieur (zone 3) et le couloir central supérieur (zone 4). Pour faciliter l'analyse, une seule essence d'arbre a été sélectionnée: il s'agit de l'épicéa (*Picea abies*) qui est à la fois très répandu sur l'ensemble du site et un très bon enregistreur d'anomalies.

4.6.2. Calage dendrochronologique et analyses

La courbe de référence pour le calage dendrochronologique a été effectuée à l'aide des 7 échantillons "non perturbés" dont l'année d'abattage était connue. Les échantillons "perturbés" ont ensuite été calibrés sur cette courbe à l'aide du logiciel TSAP, mis à disposition par le Laboratoire de Dendroécologie de l'Institut de Géographie, à l'Université de Fribourg. Les résultats n'ont révélé aucun faux cerne ou cerne manquant, et tous les arbres ont pu être datés (Ann. 11). Les échantillons ont ensuite été soumis à l'analyse des bois de compression et de l'excentricité. Pour représenter l'activité générale du glissement, les résultats de l'analyse des bois de compression ont été utilisés, et plus particulièrement ceux correspondant aux années "crescendo" et "constante" (type A, chap. 2.6.1). Pour mettre en évidence les accélérations, on a eu recours à la méthode combinée (type B,

chap. 2.6.2) qui consiste à appliquer les résultats de l'analyse de l'excentricité sur les années "crescendo" et "constante". Dans les deux cas, seuls les échantillons de la zone 1, à savoir ceux de la zone de transit, ont été sélectionnés pour représenter l'évolution du glissement (Chap. 4.6.3). Les autres ont servi à définir l'organisation spatiale de l'activité (Chap. 4.6.4).

4.6.3. Evolution de l'activité du glissement entre 1920 et 2000

Les résultats des analyses de la zone de transit (zone 1) sont présentés dans la figure 4.21a. Associés, les deux graphiques permettent d'établir l'évolution de l'activité du glissement en mettant en évidence les phases d'accélération. Pour vérifier la fiabilité des analyses, les résultats du type B ont été confrontés aux mesures de déplacement (Fig. 4.21b). Ces dernières ont été effectuées par GPS et calculées selon un intervalle de temps annuel adapté au cycle de croissance de l'épicéa, soit d'automne en automne (Chap. 2.4.1). La période de confrontation, qui s'étend de 1996 à 2000 (automne 1995 à automne 2000), révèle dans l'ensemble une très bonne corrélation entre les variations d'indices d'anomalie et les vitesses de déplacement. L'année 1996 fait toutefois exception avec un indice d'anomalie très élevé (le plus élevé de toute la période 1920-2000) alors que les vitesses enregistrées sont très faibles. Ce pic d'anomalie est dû à un retard de la production de bois de réaction, occasionné par des mouvements importants survenus l'année précédente. En effet, l'année 1995 montre un faible indice d'anomalie alors qu'une très forte activité a été reconnue sur le terrain (H. Raetzo, comm. orale). Les arbres n'ont donc pas immédiatement réagi aux mouvements produits en 1995 mais avec un décalage d'une année. De manière plus modérée, ce phénomène est également visible sur l'année 2000, où un indice d'anomalie élevé s'oppose à des vitesses plutôt faibles. Cet indice élevé est le résultat de l'importante accélération de 1999 qui a provoqué une réaction tardive d'une partie des arbres.

Cet effet de retard apparaît lors de tilting important des arbres, c'est-à-dire suite à une accélération intense (SHRODER, 1978). Les années les plus concernées par ce phénomène sont donc celles qui révèlent les indices d'anomalie les plus élevés. Il s'agit en tout premier lieu des années 1996 et 1988. L'effet de retard en 1996 a été démontré et il ne fait aucun doute que le pic d'anomalie résulte de l'accélération survenue en 1995. L'indice très élevé de l'année 1988

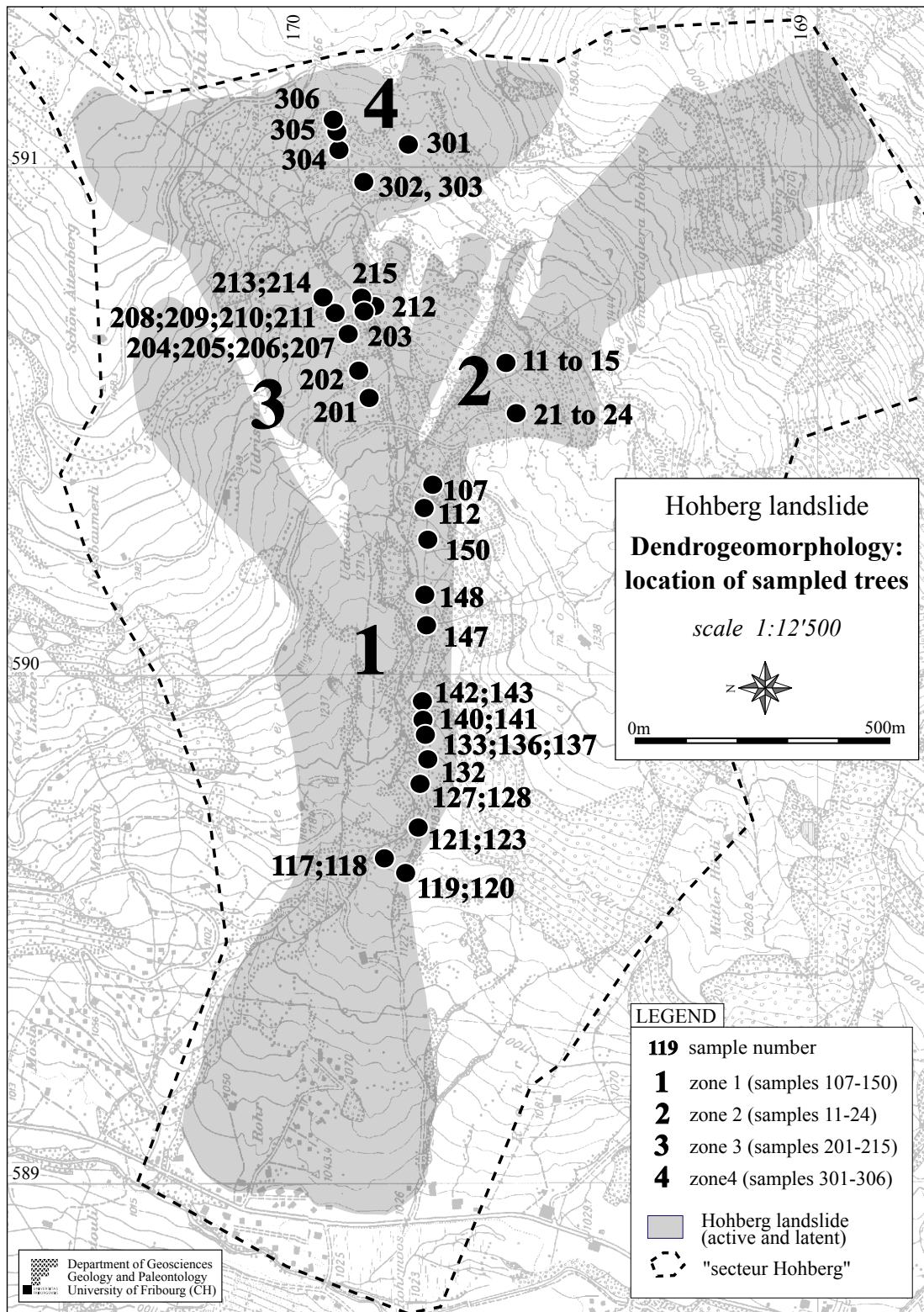


Fig. 4.20 Location of the Hohberg trees sampled for dendrogeomorphological analyses.

pourrait également indiquer un décalage mais aucune donnée ne permet de le confirmer; par conséquent, il est préférable de prendre en considération les deux possibilités, soit avec et sans l'effet de retard. Le pic d'anomalie de 1988 pourrait alors correspondre à une accélération produite en 1987 ou 1988. Pour toutes les autres années, l'effet de retard, s'il existe, ne concerne qu'une partie des arbres. Cet effet peut donc perturber quelque peu les valeurs d'indice d'anomalie mais ne provoque pas de réel décalage (exemple de l'année 2000 discuté plus haut). Il faut néanmoins tenir compte de cette imprécision et garder une certaine prudence quant à l'interprétation des variations annuelles de l'activité.

Les résultats des analyses de la zone de transit nous donnent l'évolution suivante:

Entre 1920 et 1930, l'activité est faible et apparaît sous la forme de deux impulsions, avec une première accélération en 1920 et une seconde en 1925. Les années 1930 sont marquées par une première phase moyennement active suivie d'une période d'accalmie entre 1937 et 1939. Au cours des années 1940, le schéma est quasi identique avec une activité modérée au début et une phase beaucoup plus calme par la suite (1944-1949). Les accélérations sont toutefois un peu plus incisives que durant les années 1930, notamment en 1942-43. Pendant les années 1950-1960, l'activité du glissement est élevée avec un paroxysme aux

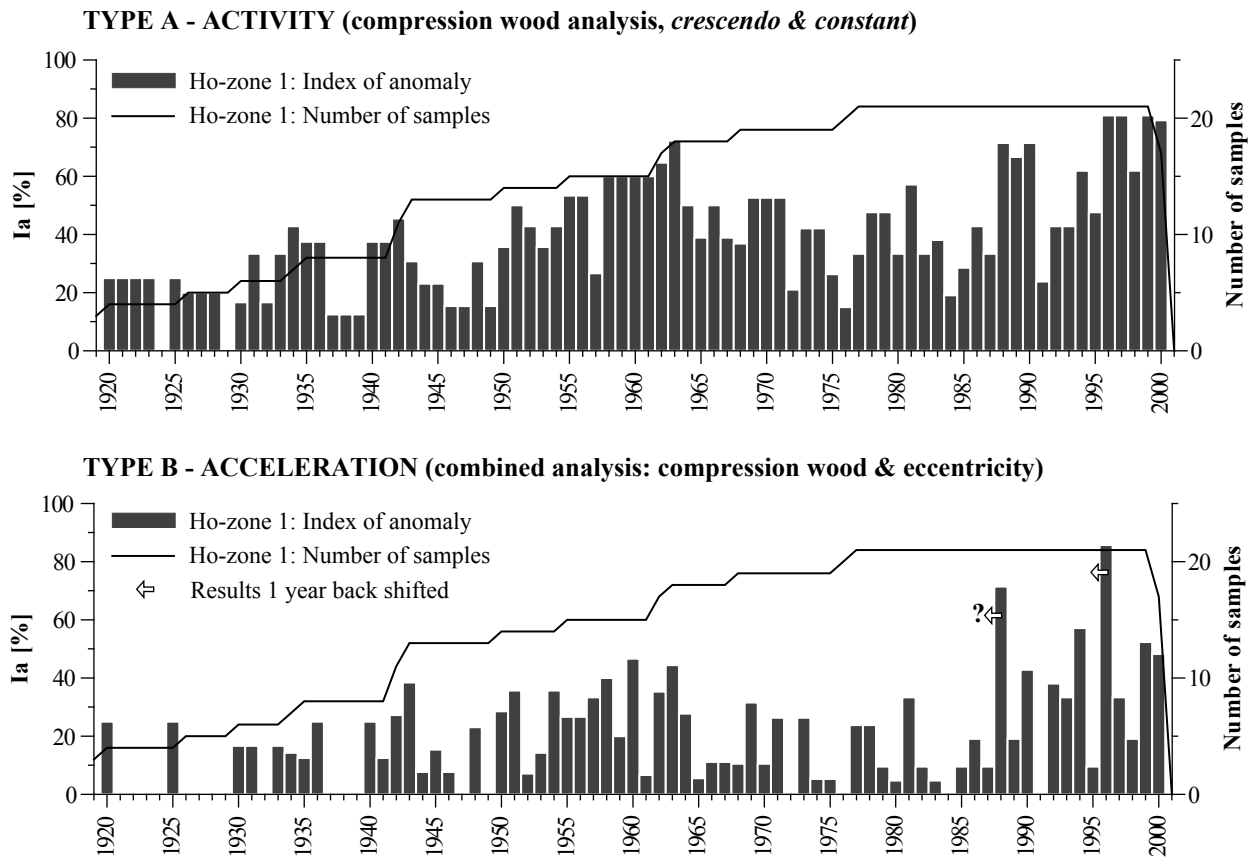


Fig. 4.21a Relative activity evolution of the Hohberg landslide (zone 1), between 1920 and 2000, deduced from dendrogeomorphological analyses. **Type A** shows, for each year, the percentage of disturbed trees presenting compression wood ("*crescendo & constant*"). **Type B** shows, for each year and in percent, the number of disturbed trees with anomaly increase multiplied by an intensity coefficient (Chap. 2). The arrows indicate a shifting of 1 year due to a delay of reaction wood production (activity of 1987 and 1995 are recorded, by the trees, the following year).

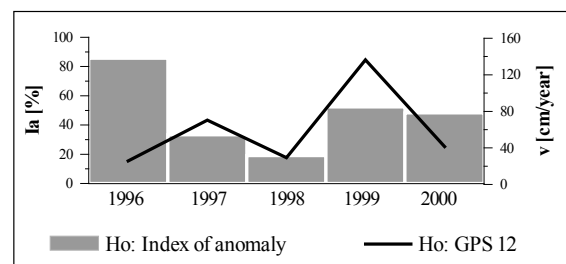


Fig. 4.21b Comparison between dendrogeomorphological results (type B) and GPS measured velocities.

environs de 1960. Dès 1964-65, l'activité diminue progressivement pour atteindre en 1976 son niveau le plus bas de toute la deuxième partie du 20^{ème} siècle. Depuis 1977, l'évolution générale montre une augmentation graduelle de l'activité jusqu'à la fin du siècle. Néanmoins, c'est seulement depuis 1987 que le glissement entre dans une phase très active avec une succession d'accéléérations très importantes, notamment en 1987-88, 1994, 1995 (= pic de 1996) et 1999.

4.6.4. Variation spatiale de l'activité

Jusqu'ici, les résultats exposés concernent uniquement la zone de transit (zone 1), c'est-à-dire le secteur principal du glissement. Pour définir l'organisation spatiale de l'activité, ainsi que son évolution dans le temps, des échantillons supplémentaires ont été récoltés dans les deux couloirs principaux qui ali-

mentent le glissement. Les pré-lèvements ont eu lieu dans trois zones distinctes: la zone 2, située dans la partie inférieure du couloir sud (au cœur même du "Schuttstrom"), la zone 3 dans la partie inférieure du couloir central et la zone 4 dans la partie supérieure de ce même couloir. Les résultats de ces analyses sont présentés dans la figure 4.22. Pour comparer l'évolution générale des différents secteurs, les résultats concernant le type A ont été retenus. Par ailleurs, un tableau synthétique a été établi pour représenter l'évolution des différents secteurs selon un intervalle de temps plus espacé. Il faut cependant souligner que le nombre d'échantillons n'est pas égal dans tous les secteurs ce qui peut avoir des conséquences sur la fiabilité des résultats. C'est le cas notamment des zones 2 et 4 qui ne comptent respectivement que 9 et 6 échantillons. On peut toutefois admettre que, pour une interprétation à l'échelle de la décennie, ce déficit n'est pas préjudiciable. En revanche, les résultats sont

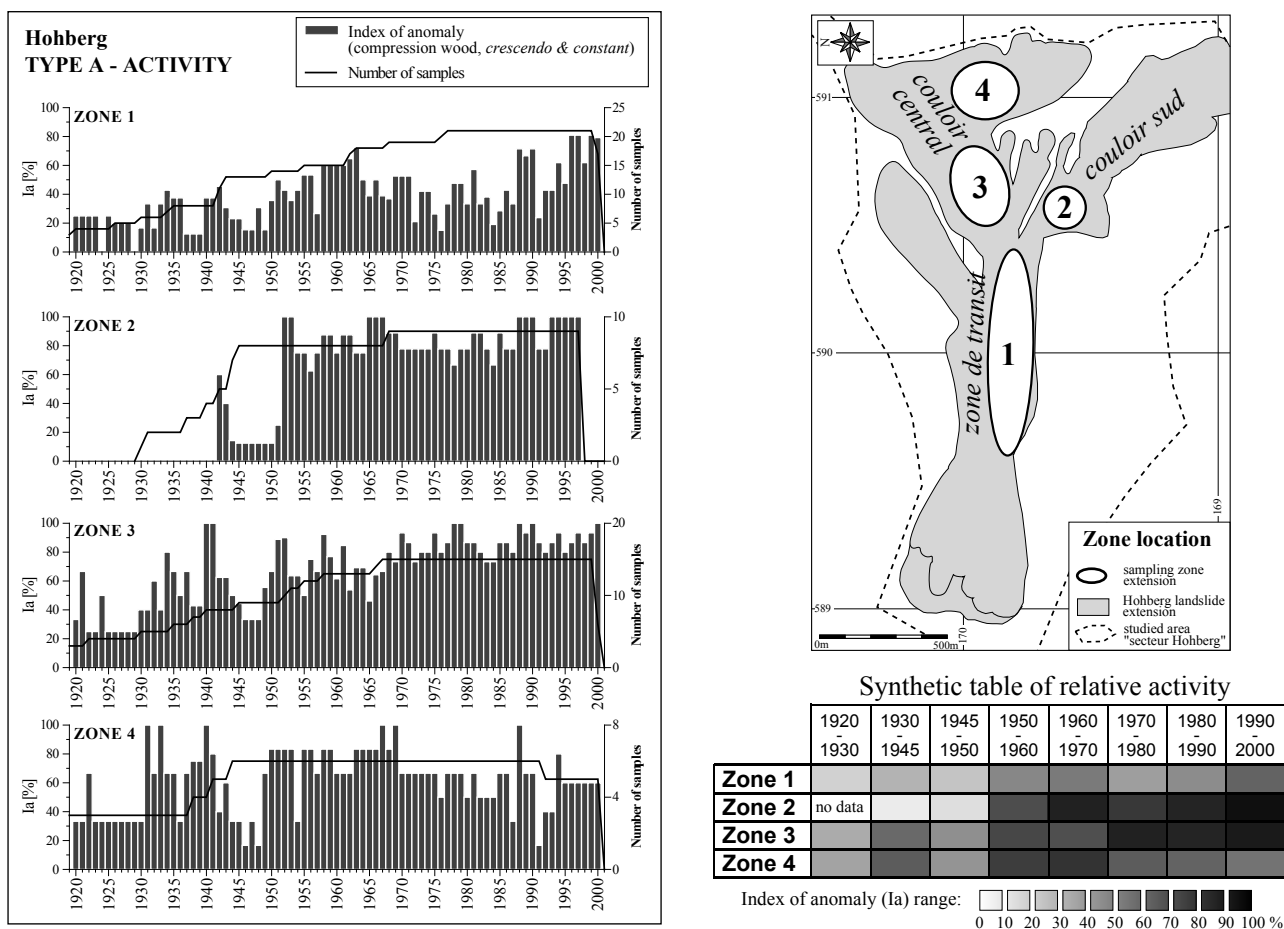


Fig. 4.22 Relative activity of different zones of the Hohberg landslide, deduced from dendrogeomorphological analyses (**zone 1**: transit zone; **zone 2**: lower part of "couloir sud"; **zone 3**: lower part of "couloir central"; **zone 4**: upper part of "couloir central"). The synthetic table shows the mean Ia for 10-year time intervals, except between 1930 and 1950 where specific time intervals (1930-1945 and 1945-1950) have been applied to the major variations of activity.

insuffisants pour étudier de manière systématique les variations d'ordre annuel.

La **zone 1**, décrite précédemment en détail, fait office ici de référence. Elle servira à déterminer quelles étaient les influences des couloirs amonts sur l'activité de la zone de transit.

La **zone 2** révèle clairement deux états d'activité, qui caractérisent l'avant et l'après 1950. En effet, les mouvements, très faibles de 1930 à 1950, augmentent brutalement au début des années 1950. L'activité y est ensuite très élevée, et ceci jusqu'à la fin du siècle. D'après l'analyse dendrogéomorphologique, cette réactivation a eu lieu en 1952. Cette information est confirmée par un rapport de l'Inspection Cantonale des Forêts, daté de 1953, qui relève la présence de mouvements très importants dans ce secteur durant les printemps 1952 et 1953 (ICF, 1953). Il apparaît donc de manière évidente que le processus de "Schuttstrom", tel qu'on le connaît actuellement, se soit déclenché en 1952.

Les **zones 3 et 4** ont une évolution assez similaire jusque vers 1970 avec une première phase active entre 1930 et 1945 et, après une période d'accalmie de quelques années, une intensification des mouvements qui débute entre 1949 et 1950. Vers 1970, la tendance semble s'inverser entre les deux zones. En effet, depuis cette date, la zone 3 montre une activité très soutenue et relativement constante jusqu'à la fin du siècle tandis que la zone 4 entre plutôt dans une phase de ralentissement. Cette différence d'activité est marquée actuellement par la présence de niches d'arrachement entre ces deux zones (H. Raetzo, comm. orale).

La répartition spatiale de l'activité et son évolution permet de mieux comprendre le comportement dynamique du glissement. On remarque notamment que la zone de transit est, sur l'ensemble de la période étudiée, moins active que les secteurs situés en amont. Cette caractéristique est confirmée par les mesures de déplacement qui indiquent une diminution des vitesses entre les couloirs et la zone de transit (Chap. 4.5.1). Ce ralentissement s'explique sans doute par un adoucissement de la pente qui passe de 14-15 % dans la partie inférieure des couloirs à 10-11 % au niveau de la zone de transit. On constate également que l'évolution de l'activité de la zone de transit est assez similaire à celle du couloir central, surtout entre 1920 et 1970. Par contre, cette corrélation est moins

évidente en ce qui concerne le couloir sud. En effet, ce dernier est peu ou pas actif durant toute la période 1930-1950 alors que les trois autres secteurs montrent des variations significatives d'activité. De plus, la réactivation du "Schuttstrom" débute seulement en 1952 alors que les zones 1, 3 et 4 révèlent une accélération déjà en 1949-50. Ces observations suggèrent que l'activité de la zone de transit est davantage liée aux mouvements produits dans le couloir central qu'à ceux du couloir sud qui seraient plus localisés. Cette hypothèse coïncide très bien avec les résultats des mesures GPS qui indiquent que, durant la période 1995-2001, le "Schuttstrom" n'affecte que partiellement la zone de transit (Chap. 4.5.1).

4.7. ANALYSE CLIMATOLOGIQUE

4.7.1. Introduction

Un traitement basé sur les données de précipitations et de températures a été effectué pour déterminer les principaux paramètres climatiques susceptibles d'influencer l'activité du glissement. Outre les données brutes de précipitations et de températures qui peuvent être utilisées individuellement, les paramètres déterminés sont les précipitations efficaces (Chap. 4.7.2), les chutes de pluie et les chutes de neige (Chap. 4.7.3).

Les données locales de précipitations et de températures ont été fournies par la station météorologique de Rotenbach du WSL, située juste en face du glissement du Hohberg sur le versant est du Schwyberg, à une altitude très proche de l'altitude moyenne du glissement du Hohberg, soit à environ 1300 m (Fig. 4.1 et 4.23). Toutefois, comme cette station n'est en fonction que depuis 1970, on a dû faire appel à d'autres stations moins récentes pour pouvoir corréler les résultats des analyses dendrogéomorphologiques. Le choix s'est porté sur les stations ISM voisines les plus en phase avec les données enregistrées au Rotenbach, c'est-à-dire celles dont les valeurs présentaient le meilleur coefficient de détermination R^2 (Fig. 4.23); ont ainsi été retenues la station de Châteaux-d'Oex pour les températures et les stations de Boltigen et Châteaux-d'Oex pour les précipitations (mesures des deux stations moyennées). Toutes les données ont ensuite été corrigées par rapport aux mesures de Rotenbach au moyen de l'équation de la courbe de régression linéaire obtenue

	Coordonnées [m]	Altitude [m.a.s.l.]	PRECIPITATION			TEMPERATURE		
			Coeff. of determination (R ²)		Beginning of measurement	Coeff. of determination (R ²)		Beginning of measurement
			Daily	Monthly		Daily	Monthly	
Rotenbach (WSL)	587800/170400	1330	<i>Reference</i>	<i>Reference</i>	01.03.1970	<i>Reference</i>	<i>Reference</i>	05.08.1993
Château-d'Oex (ISM, nr. 5610)	576970/147280	980	0.51	0.79	01.01.1901	0.93	0.98	01.01.1931
Boltigen (ISM, nr. 5370)	596150/164200	855	0.54	0.79	01.01.1901	0.90	0.96	01.01.1931
Mean Château-d'Oex & Boltigen	-	-	0.56	0.83	01.01.1901	0.90	0.97	01.01.1931

Fig. 4.23 Characteristics of meteorological stations dealt within the climatological study of the Hohberg landslide. In grey: selected stations for the corresponding parameter.

par confrontation des valeurs. La correction a été effectuée indépendamment sur deux séries de données avec d'un côté les valeurs mensuelles, utilisées pour les corrélations d'ordre mensuel ou annuel, et d'un autre côté les valeurs journalières, beaucoup moins précises mais qui permettent d'étudier les variations d'ordre journalier et d'estimer la part des précipitations tombées sous forme de neige ou de pluie.

4.7.2. Précipitations efficaces

Les précipitations efficaces (PE) représentent la quantité d'eau fournie par les précipitations (P) qui reste disponible, à la surface du sol, après soustraction des pertes par évapotranspiration réelle (ETR; CASTANY, 1982), soit:

$$PE = P - ETR \quad [\text{mm}]$$

L'évapotranspiration réelle peut être définie comme étant "la somme des quantités de vapeur d'eau évaporées par le sol et par les plantes quand le sol est à son humidité spécifique actuelle et les plantes à un stade de développement physiologique et sanitaire réel" (MUSY & LAGLAINE, 1992). Son calcul implique donc des paramètres liés non seulement au climat mais également au type de végétation et à la nature du sol. Pour pallier ce problème, il est possible d'utiliser l'évapotranspiration potentielle (ETP), qui ne tient compte ni de l'état de la végétation ni de l'humidité du sol. En effet, l'ETP représente l'ensemble des pertes en eau par évaporation et transpiration d'un couvert végétal de référence couvrant totalement le terrain, ayant une hauteur uniforme de quelques centimètres, abondamment pourvu en eau et à son stade de développement végétatif maximal (MUSY & LAGLAINE, 1992). Son calcul est donc simplifié car il fait appel uniquement à des données d'ordre climatique. Pour cette raison et malgré le fait que les résultats soient plus approximatifs, la notion d'ETP

a été retenue pour tous les calculs de précipitations efficaces, ce qui nous donne l'équation suivante:

$$PE \approx P - ETP \quad [\text{mm}]$$

Estimation de l'évapotranspiration potentielle

L'évapotranspiration potentielle peut être estimée par plusieurs formules empiriques. Les plus précises permettent de calculer l'ETP de manière journalière mais nécessitent de nombreux paramètres météorologiques, comme la température, l'humidité de l'air, la vitesse du vent et le rayonnement solaire. Comme la plupart de ces données ne sont généralement pas disponibles, ce qui est le cas pour la station de Rotenbach, on a le plus souvent recours à un autre type de formule basée uniquement sur les données de températures. Le choix s'est porté ici sur la formule de THORNTHWAITE (1948) qui est la mieux adaptée pour une étude en climat tempéré (MUSY & LAGLAINE, 1992; Ann. 12). Ce type de formule est cependant beaucoup plus approximatif et seul un calcul mensuel est possible. Par conséquent, le calcul des précipitations efficaces peut se faire uniquement avec des données mensuelles et les corrélations d'ordre journalier devront être effectuées à l'aide des données brutes de précipitations.

Comparaisons entre ETP et ETR

Un calcul de l'évapotranspiration réelle journalière a été réalisé par le WSL sur le site du Rotenbach à l'aide du modèle hydrologique BROOK. Outre le fait d'intégrer les mesures de températures journalières, le modèle implique différents paramètres relatifs à l'humidité du terrain, la nature du sol, l'état de la végétation et l'exposition du site. Les résultats, très précis, ont été utilisés comme référence pour évaluer la fiabilité des données d'ETP de Thornthwaite. La comparaison, présentée dans la figure 4.24, est basée sur des valeurs mensuelles moyennées sur une période de 6 ans (1988-1993). Le graphique met en évidence

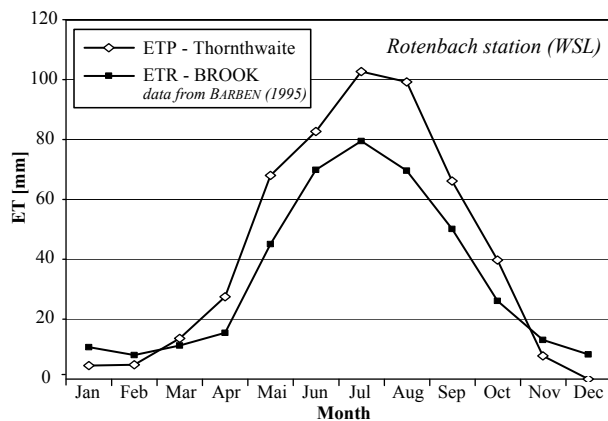


Fig. 4.24 Monthly evapotranspiration, calculated with Thornthwaite ETP formula and BROOK ETR model, for the period 1988-1993 (modified after RAETZO-BRUEHLHART, 1997).

d'une part une surévaluation de l'ETP au cours des mois d'avril à octobre, et particulièrement en été où les valeurs dépassent de 20 à 30% celles du modèle BROOK, et d'autre part une sous-estimation au cours de l'hiver, avec des valeurs quasiment nulle alors que celles du modèle avoisinent les 10 mm. Cette sous-estimation de l'ETP en hiver s'explique par le fait que l'ETP de Thornthwaite est nulle quand les températures sont inférieures à 0°C. Elle ne tient donc pas compte du phénomène de sublimation qui constitue une perte non négligeable du stock neigeux.

L'ensemble des observations nous amène au constat suivant:

A partir des données de précipitations et de températures, les précipitations efficaces peuvent être calculées mensuellement au moyen de l'ETP de Thornthwaite (Ann. 12). L'utilisation de cette formule montre cependant une tendance à surestimer les PE durant la saison froide (novembre à février) et à les sous-estimer le restant de l'année.

4.7.3. Pluie et neige

Pour différencier de manière précise la part des précipitations tombées sous forme de pluie et de neige, plusieurs données météorologiques doivent être connues, et notamment les variations intra-journalières de température, la vitesse du vent et l'intensité du rayonnement solaire. En utilisant uniquement les températures moyennes journalières, cette différenciation peut être estimée en utilisant la limite du 0°C correspondant au changement d'état de phase. Comme il s'agit de données journalières, la formule

de Thornthwaite ne peut être appliquée et les résultats sont alors utilisés à l'état brut, c'est-à-dire sans y soustraire l'évapotranspiration.

4.8. RELATION ACTIVITÉ – CLIMAT

4.8.1. Introduction

Pour connaître l'influence du climat sur la stabilité du versant, il faut mettre en relation les différents paramètres climatiques avec les résultats des analyses de l'activité, et ceci à différentes échelles temporelles. En effet, contrairement aux phénomènes spontanés (coulées, glissements superficiels, éboulements) qui sont le plus souvent régis uniquement par les conditions climatiques de très court terme, un glissement profond évolue également, et même surtout, sous l'influence de variations climatiques à plus long terme. Les corrélations ont donc été effectuées dans ce sens, en utilisant, d'une part, les résultats des analyses dendrogéomorphologiques pour décrire l'évolution de l'activité sur le moyen terme (ordre pluriannuel) et le court terme (ordre saisonnier à annuel), et, d'autre part, les mesures de déplacement pour les variations de très court terme (ordre journalier à mensuel). L'évolution sur le long terme, qui caractérise les variations à l'échelle du siècle ou du millénaire, n'est pas prise en compte dans cette analyse.

4.8.2. Evolution sur le moyen terme

Pour étudier la variation de l'activité du glissement sur le moyen terme, on a utilisé les résultats des analyses dendrogéomorphologiques du type A (Chap. 2.6 et 4.6; Fig. 4.25). Les principaux paramètres climatiques ont ensuite été confrontés à cette évolution à l'aide de courbes de "valeurs mémoires" représentées par la moyenne mobile des données sur plusieurs années. Le nombre d'années à moyenner a été déterminé en fonction de multiples essais de corrélations réalisés sur les données de précipitations (moyennes mobiles entre 5 et 30 ans); le choix s'est porté sur la moyenne mobile de 20 années qui était la plus en phase avec l'évolution générale de l'activité du glissement (Fig. 4.25). Les données des différents paramètres climatiques ont été traitées en suivant le cycle de l'année hydrologique, soit d'octobre à septembre, ce qui correspond plus ou moins au cycle naturel de croissance de l'épicéa (Chap. 2.4.1). De plus, afin d'évaluer l'influence de l'évolution des conditions cli-

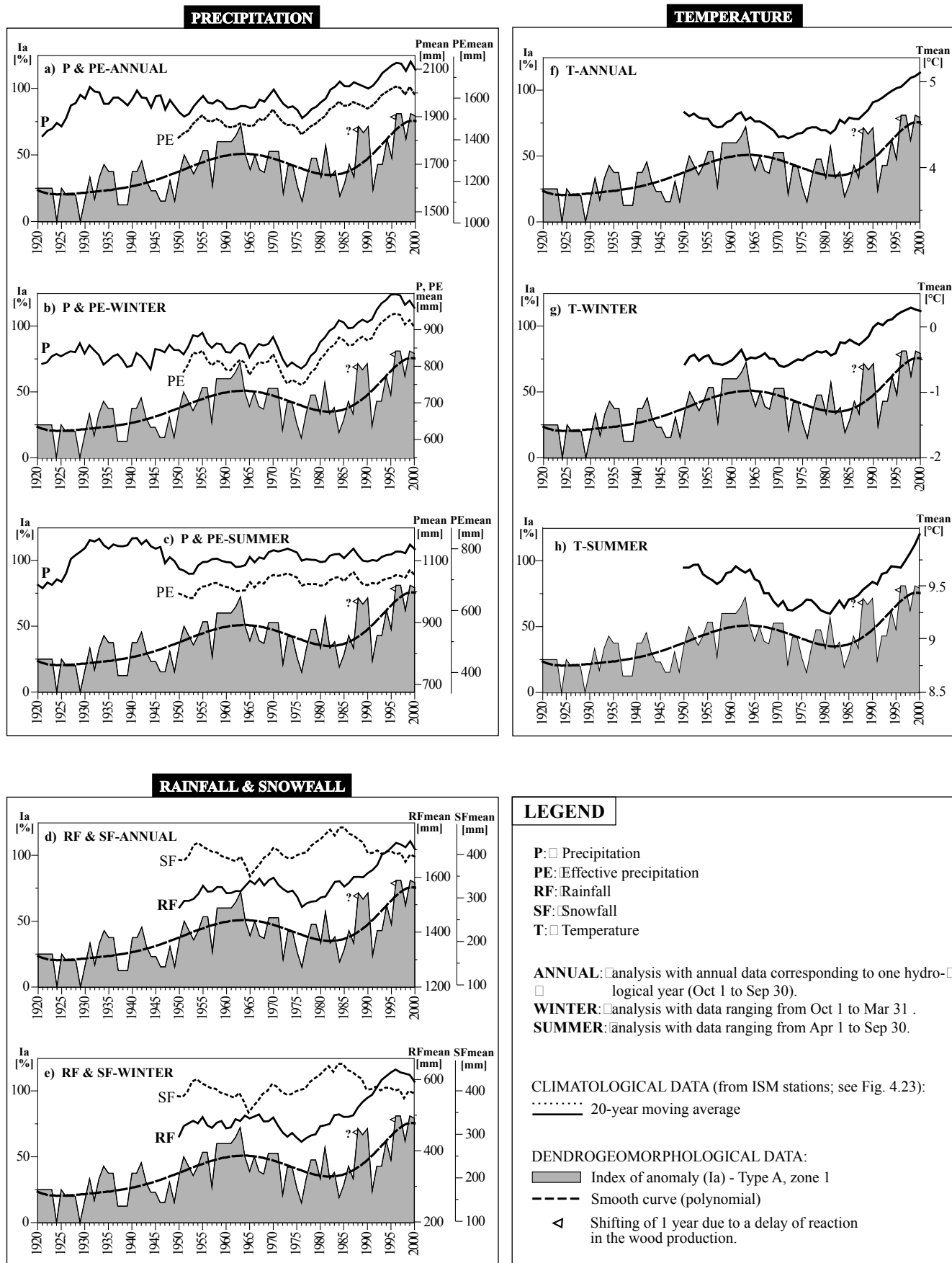


Fig. 4.25 Hohberg landslide: Medium-term comparisons between main climatic parameters, such as precipitation, rainfall, snowfall and temperature, and activity deduced from dendrogeomorphological analyses (type-A, zone 1: Fig. 4.20 and 4.21). All climatic curves are characterized by a 20-year moving average.

matiques saisonnières, les moyennes mobiles ont également été déterminées de manière semestrielle, en faisant correspondre au semestre d'hiver les valeurs d'octobre à mars et au semestre d'été celles d'avril à septembre (Fig. 4.25).

Précipitations

Etant donné que les enregistrements de température ont débuté seulement en 1931, la moyenne mobile des précipitations efficaces sur 20 ans n'a pu être établie que pour la deuxième partie du siècle, soit de 1950 à 2000 (Fig. 4.25). Pour pouvoir réaliser une comparaison sur l'ensemble de la période 1920-2000, on a eu recours aux données brutes de précipitations. Cependant, mis à part un décalage dû à la perte par évapotranspiration, les deux courbes P et PE décrivent des oscillations similaires et leur évolution relative peut être considérée comme identique.

La confrontation entre la moyenne mobile annuelle des précipitations sur 20 ans et l'évolution de l'activité du glissement (Fig. 4.25a) met en évidence deux périodes distinctes, l'avant et l'après 1950. En effet, comparativement à la première partie du siècle, les années postérieures à 1950 démontrent une plus grande influence des précipitations sur l'activité du glissement. Autrement dit, pour des valeurs de précipitations plus ou moins identiques, l'activité des années 1930-1940 est nettement plus faible que celle des années 1950-1970. Il y a donc un changement de comportement du glissement vers 1950, pouvant être lié à une modification des propriétés géotechniques, hydrogéologiques ou topographiques du versant, d'origine naturelle ou anthropique. Depuis 1950 et jusqu'à la fin du 20^{ème} siècle, la corrélation entre les deux courbes climat-activité est continue et de bonne qualité, ce qui démontre un lien direct entre le cumul des précipitations sur plusieurs années (de l'ordre de 20 ans) et l'évolution générale de l'activité du glissement. L'évidence de cette relation suggère même que la dynamique du glissement est, durant cette deuxième partie du siècle, sous l'influence quasi exclusive du climat, donc très peu perturbée par des facteurs d'origine non-climatique.

Les moyennes mobiles semestrielles révèlent clairement deux corrélations de qualité différente: tandis que la courbe des précipitations hivernales (Fig. 4.25b) se corrèle relativement bien sur toute la période étudiée, celle des valeurs estivales (Fig. 4.25c) ne suit pas l'évolution de l'activité. Toutefois, cela ne signifie pas pour autant que les précipitations estivales ont une incidence moins grande sur l'activité du glisse-

ment. Cette différence de corrélation pourrait s'expliquer simplement par le fait que les valeurs estivales sont beaucoup plus constantes au cours des années que les valeurs hivernales. En effet, entre 1950 et 2000, l'amplitude maximale des fluctuations hivernales est de l'ordre de 200 mm, soit d'environ 25% par rapport à la valeur moyenne, alors qu'elle n'est que de 85 mm pour les variations estivales, ce qui correspond à moins de 8% de la valeur moyenne.

Pluie et neige

Les moyennes mobiles annuelles représentant respectivement les chutes de pluie et de neige accumulées sur 20 ans, révèlent des évolutions très différentes (Fig. 4.25d). En effet, tandis que la courbe des pluies est en corrélation quasi parfaite avec les variations de l'activité du glissement, celle représentant les chutes de neige ne suit pas du tout cette évolution. On peut alors affirmer, en ce qui concerne l'évolution sur le moyen terme, que la variation des précipitations neigeuses n'a quasi aucune incidence sur la dynamique du glissement. Ceci pourrait s'expliquer par le fait que les chutes de neige sont environ quatre fois moins importantes que les pluies et que l'amplitude de leur variations est très faible; on relève un écart maximal de l'ordre de 100 mm, en terme d'épaisseur d'eau, ce qui correspond à seulement 5% des précipitations totales. Toutefois, en comparant les moyennes mobiles hivernales de pluie et de neige (Fig. 4.25e), qui représentent chacune à peu près la même quantité de précipitations, soit respectivement 500 et 400 mm d'eau en moyenne, la corrélation parle largement en faveur des pluies. On peut dès lors supposer, du moins en ce qui concerne l'évolution à moyen terme, que la pluie a plus d'incidence sur l'activité du glissement que la neige.

Température

La moyenne mobile de la température sur 20 ans se corrèle bien avec l'évolution de l'activité du glissement, du moins sur l'ensemble de la période étudiée qui s'étend de 1950 à 2000 (Fig. 4.25f). Toutefois, même si elle est de bonne qualité, cette corrélation ne prouve pas qu'il existe un lien entre les fluctuations de température et l'évolution de l'activité du glissement. Elle démontre simplement qu'il est possible que ce lien existe. En effet, si l'influence de la température sur la stabilité d'un versant est bien connue en zone de pergélisol, elle l'est moins dans les autres régions. Dans le cas du glissement du Hohberg, où les températures annuelles de l'air oscillent entre 4.5 et 5°C, la présence de pergélisol est exclue. Il est donc difficile de déterminer précisément quels sont

les effets de la température sur l'activité du glissement. Néanmoins, on peut supposer qu'elle joue un rôle de par son influence sur la durée de gel du sol ainsi que sur la distribution des chutes de pluie et de neige durant l'hiver. Cette dernière est illustrée par les graphiques d et g de la figure 4.25 qui montrent que le réchauffement très net encouru durant les hivers 1980 à 2000 est associé, simultanément, à une augmentation des pluies et une diminution des chutes de neige. Selon l'hypothèse énoncée dans le paragraphe précédent, qui définit la pluie comme étant plus influente que la neige sur la stabilité du versant, dans le cas présent, le réchauffement à moyen terme peut être considéré comme un facteur d'instabilité.

4.8.3. Evolution sur le court terme

Il a été établi dans le chapitre précédent que l'évolution générale de l'activité, au cours du siècle, était régie en grande partie par les variations climatiques de moyen terme. Cependant, ces corrélations ne suffisent pas à expliquer les variations annuelles d'activité, mises en évidence notamment par l'analyse dendrogeomorphologique de type B (Chap. 4.6.2; Fig. 4.21). Il est donc essentiel de mettre en relation ces variations annuelles avec des données climatologiques de plus court terme. Pour ce faire, les données annuelles et semestrielles des différents paramètres climatiques (précipitations efficaces, chutes de pluie et de neige, température) ont été confrontées aux valeurs d'indice d'anomalie du type B. Les résultats, illustrés par des graphes comparatifs, sont présentés dans la figure 4.26.

La distribution très hétérogène des points qui caractérise l'ensemble des graphiques démontre que, globalement, les corrélations sont de mauvaise qualité. Ceci peut s'expliquer en partie par l'influence qu'exercent les variations climatiques de moyen terme sur l'activité du glissement mais il faut également tenir compte des limites que présente l'analyse dendrogeomorphologique quant à la précision des résultats. En effet, comme il a déjà été signalé auparavant (Chap.4.6.3), il est délicat d'utiliser les résultats d'une analyse dendrogeomorphologique pour une étude traitant des variations annuelles, et surtout s'il s'agit de faibles variations. Par conséquent, il a été décidé de retenir uniquement les années très actives présentant un indice d'anomalie nettement plus élevé que la moyenne. Il s'agit des années 1987, 1994, 1995 et 1999 qui, avec des indices d'anomalies supérieurs à 50%, constituent les accélérations majeures du glissement

du Hohberg. Pour chaque paramètre climatique, la valeur seuil correspondante a été déterminée. L'influence du paramètre a ensuite été évaluée au moyen d'un indice de corrélation (I_c) qui rapporte le nombre d'années "actives", à savoir les quatre années du champ des accélérations majeures, sur l'ensemble des années situées en dessus de la valeur seuil climatologique. Plus l'indice est élevé, plus l'influence du paramètre climatique traité est manifeste.

Précipitations efficaces

La confrontation entre les données annuelles des précipitations efficaces et les indices d'anomalie de type B (Fig. 4.26a) indique que le 25% des années aux précipitations efficaces supérieures à 1780 mm sont associées à une accélération majeure. Le pourcentage est assez faible mais, compte tenu de l'influence de l'évolution climatique de moyen terme sur l'activité du glissement, la relation peut être considérée comme significative. L'influence des précipitations saisonnières, exprimées par les graphiques b et c, est par contre moins marquée. En effet, les indices de corrélation des précipitations hivernales et estivales n'atteignent respectivement que 12 et 16 %, soit environ 10 % de moins que les précipitations annuelles. De plus, même si le pourcentage parle légèrement en faveur des précipitations estivales, la répartition des points indique une corrélation assez similaire. Il est alors légitime de supposer que la distribution saisonnière des précipitations n'a pas grande influence sur l'intensité des accélérations à court terme.

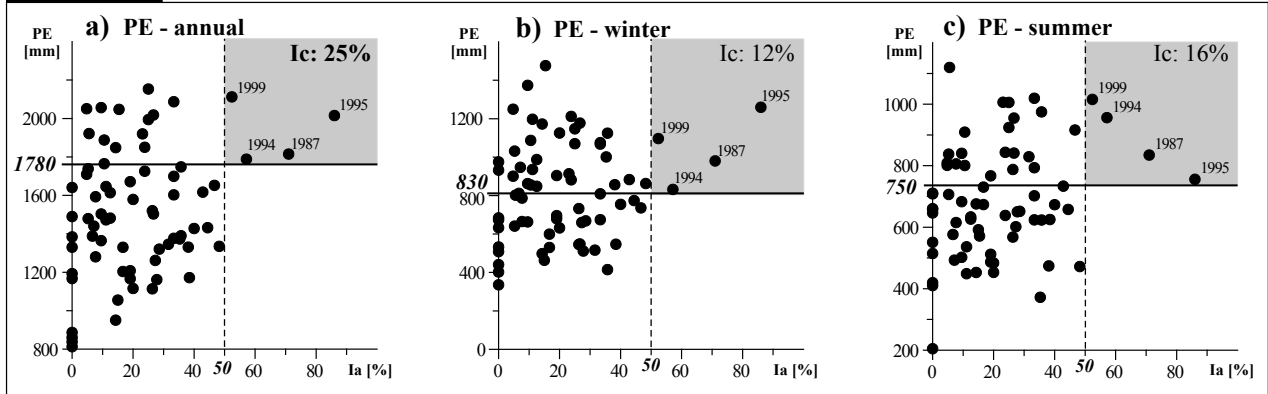
Pluie et neige

Avec son indice de corrélation de 31 %, les pluies annuelles (Fig. 4.26d) constituent le paramètre climatique le plus influent; en effet, il indique que près d'un tiers des années avec plus de 1850 mm de pluies sont associées à une accélération majeure du glissement. Cette influence très marquée des pluies est visible également sur les graphiques e et f qui mettent en relation les données hivernales de pluie et de neige. Bien que la différence de pourcentage des indices de corrélation ne soit pas très grande (4 %), la distribution des points sur les graphiques parle nettement en faveur des pluies, ce qui implique que ces dernières ont une plus grande incidence sur l'intensité des accélérations que la neige.

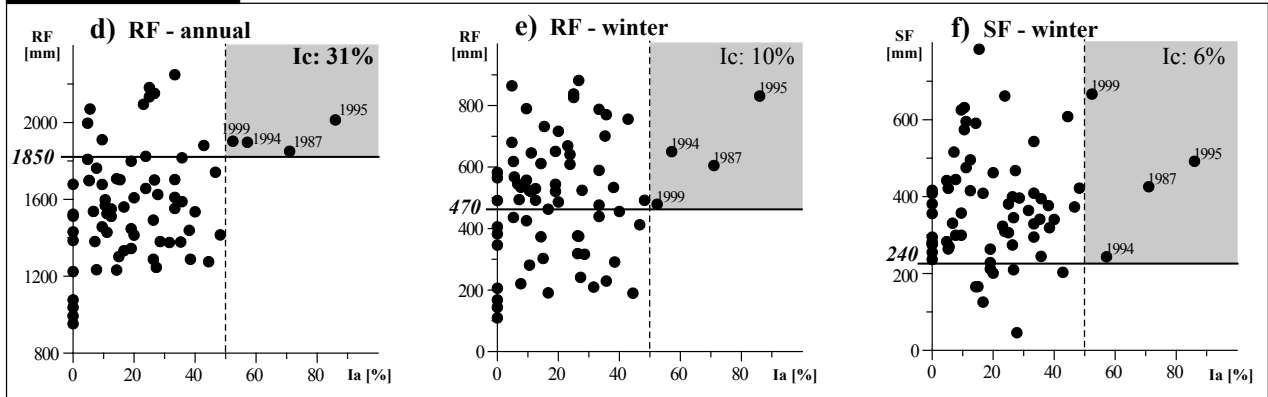
Température

Les résultats des confrontations présentées sur les graphiques g, h et i de la figure 4.26 indiquent clairement que la température ne joue pas un rôle primor-

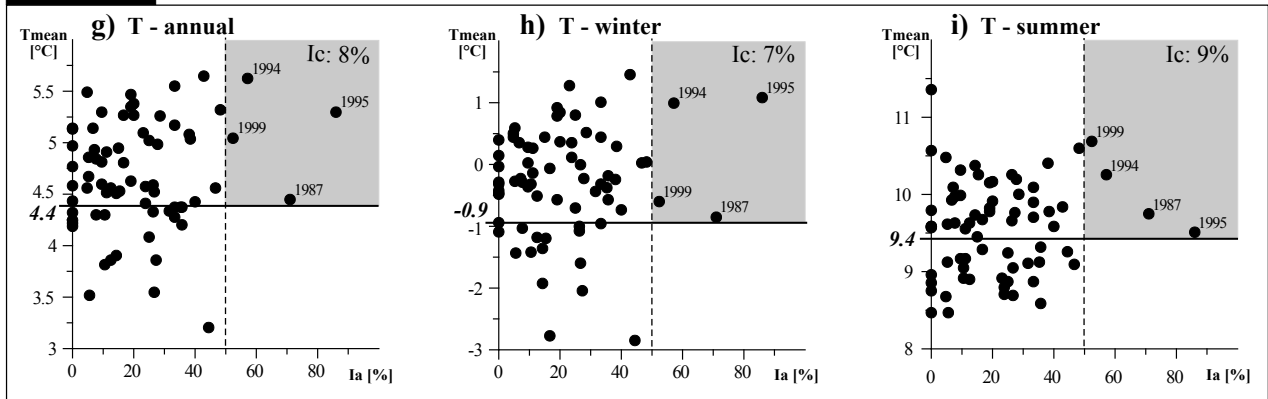
PRECIPITATION



RAINFALL & SNOWFALL



TEMPERATURE



LEGEND		
PE: □ Effective precipitation	ANNUAL: □ analysis with annual data corresponding to one hydrological year (Oct 1 to Sep 30)	----- threshold of major acceleration years (Ia=50%)
RF: □ Rainfall	SUMMER: □ analysis with data ranging from Apr 1 to Sep 30	———— climatological threshold value corresponding to the major acceleration years
SF: □ Snowfall	WINTER: □ analysis with data ranging from Oct 1 to Mar 31	■ field of major accelerations
T: □ Temperature		
Ia: □ Index of anomaly		

Fig. 4.26 Hohberg landslide: Short-term comparisons between main climatic parameters (annual and half-yearly data from ISM stations; Fig. 4.23) and activity deduced from dendrogeomorphological analyses (type-B; Fig. 4.21). Plotted points on each graph represent the years 1931 to 2000. The Ic value is an index of correlation which represents the percentage of years plotted in the field of major accelerations (grey zone), compared to all years situated above the threshold value.

dial sur les accélérations du glissement. Que ce soient les données annuelles ou semestrielles, les indices de corrélation sont inférieurs à 10 %, donc relativement faibles par rapport à ceux des précipitations efficaces et des pluies annuelles. De plus, si la température avait une réelle influence, les corrélations devraient parler en faveur des données hivernales qui sont largement plus susceptibles d'influencer l'activité du glissement que les valeurs estivales.

4.8.4. Evolution sur le très court terme

Les mesures de déplacement ont permis de déterminer de manière plus ou moins précise les variations d'activité du glissement entre 1995 et 2001 (Fig. 4.27a). Les mesures GPS ont révélé pour la zone de transit deux phases d'accélération de moyenne ampleur, l'une comprise entre septembre 1996 et mai 1997 et l'autre entre juin et juillet 1997, ainsi qu'une

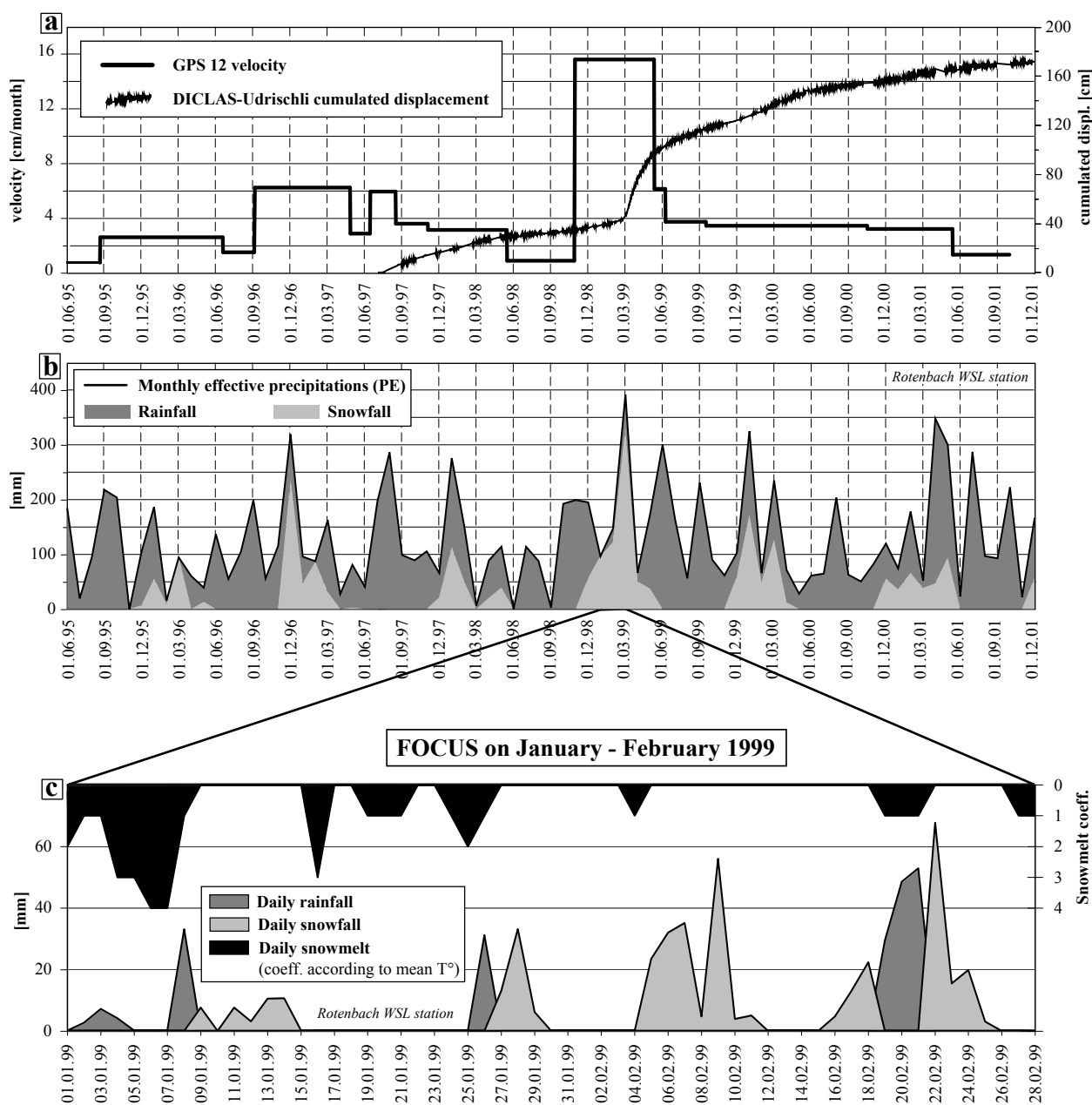


Fig. 4.27 Hohberg landslide: Very short-term comparisons between landslide activity (a) measured by GPS (point 12) and laser distometer (DICLAS-Udrischli; Ann. 8) and meteorological conditions (b). The graph (c) shows with details the conditions preceding the major acceleration of late winter 1999.

troisième phase, beaucoup plus conséquente, au cours de l'hiver 1998-1999. Cette dernière, mise en évidence également par les données du DICLAS-Udrischli (Fig. 4.16 ; Ann. 8), a débuté entre le 23 et le 28 février 1999 et a atteint son paroxysme au cours du mois de mars. Suite à cet événement majeur, le glissement est entré dans une phase de ralentissement qui s'est maintenue jusqu'à la fin 2001. Seule une petite incursion de la courbe DICLAS indique une très légère ré-accélération entre la fin décembre 1999 et le début janvier 2000. Toutefois, comparativement aux autres accélérations, elle peut être considérée comme négligeable.

Bien que l'activité du glissement soit influencée avant tout par les variations climatiques de court et moyen terme, les conditions de très court terme jouent un rôle important dans le déclenchement des accélérations. En effet, chacune des trois phases est marquée par un pic de précipitations efficaces très élevé qui pourrait être responsable du déclenchement (Fig. 4.27b). En ce qui concerne les deux premières phases, il s'agit respectivement des mois de novembre 1996 et juillet 1997. Leur influence est cependant difficilement démontrable car les deux accélérations n'ont pas été enregistrées par des mesures en continu et, par conséquent, le moment précis des déclenchements n'est pas connu. En revanche, il ne fait aucun doute que l'événement majeur de 1999 coïncide avec le pic de précipitations efficaces de février 1999, le mois le plus humide de la période 1995-2000 avec près de 400 mm en terme d'épaisseur d'eau. Dans le détail, les conditions climatiques qui précèdent cette accélération (Fig. 4.27c) sont caractérisées par une période d'importantes chutes de neige, qui s'étend de la fin janvier à la mi-février, suivie, du 19 au 21 février, d'une phase de fonte associée à de fortes pluies. Ces conditions propices à une intense infiltration ont sans doute provoqué une sursaturation du terrain, et l'augmentation des pressions interstitielles résultante aurait entraîné une accélération des mouvements.

Après l'accélération de 1999, le glissement est nettement moins sensible aux conditions mensuelles de précipitations efficaces. Ceci est visible notamment au cours du printemps 2001 où les fortes précipitations de mars et avril n'ont entraîné aucune accélération. Cette passivité relative du glissement pourrait provenir des nombreux travaux de drainages entrepris entre 1999 et 2001 qui auraient favorisé les écoulements superficiels aux dépens des infiltrations. Mais il est également possible que, suite à la grande

accélération de 1999, un relâchement des pressions internes ait contribué à neutraliser provisoirement l'activité du glissement. De plus, il faut tenir compte des conditions climatiques antérieures, comme par exemple des automnes 1999 et 2000 qui étaient beaucoup plus secs que celui de 1998.

4.9. SYNTHÈSE DES RÉSULTATS

4.9.1. Evaluation du danger

Les travaux de drainages entrepris entre 1999 et 2001 ont modifié quelque peu le système hydrologique du bassin versant. Il est par conséquent difficile d'évaluer l'état actuel du glissement et sa sensibilité aux variations climatiques. Le seul moyen est de se référer à la période 1950-2000 durant laquelle aucune intervention d'origine anthropique n'a été signalée.

Au cours de ces cinquante années, il ne fait aucun doute que le climat a joué un rôle prépondérant sur l'activité du glissement. L'évolution de l'activité sur le moyen terme est en relation très étroite avec les moyennes mobiles des précipitations et des chutes de pluies, établies sur une période de 20 ans. Le rôle de la température est représenté par son influence sur la répartition des précipitations, à savoir qu'un réchauffement favorise les pluies aux dépens des chutes de neige. En revanche, un lien direct entre le climat et l'intensité des accélérations n'a pu être établi pour l'ensemble des années étudiées, en raison des limites imposées par l'analyse dendrogéomorphologique quant à l'étude des variations annuelles. Néanmoins, ce lien a pu être déterminé pour les années d'accélérations majeures (1987, 1994, 1995 et 1999) qui sont fortement dépendantes des conditions antérieures des précipitations efficaces, et plus particulièrement de la combinaison entre la somme annuelle et la moyenne mobile sur 20 ans (Fig. 4.28); les valeurs limites relatives à ces accélérations atteignent respectivement 1780 et 1580 mm, ce qui indique qu'au-delà, le risque d'une accélération majeure est manifeste.

Le déclenchement des accélérations est déterminé par les conditions climatiques de très court terme, et plus particulièrement par le cumul des précipitations efficaces sur environ 30 jours. Si l'on se réfère à la période 1995-2000, on peut penser que les valeurs mensuelles supérieures à 280 mm sont susceptibles de provoquer une accélération (Fig. 4.27). Cepen-

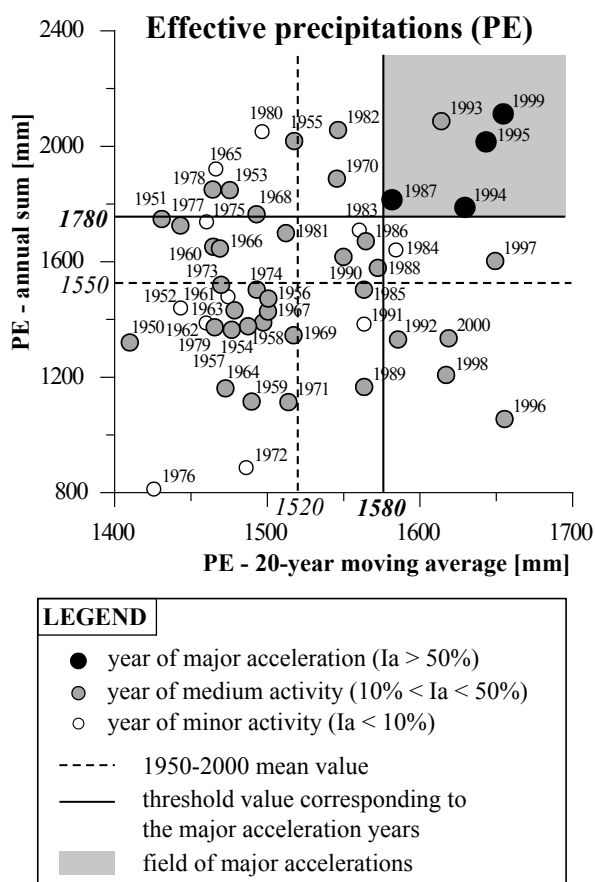


Fig. 4.28 Hohberg landslide activity, deduced from dendrogeomorphological analysis, in relation with medium term (20-year moving average) and short term (1-year) effective precipitations conditions. All values are calculated with annual data according to the hydrological year (Oct 1 to Sep 30).

dant, il semble que ces conditions ne soient pas suffisantes pour déclencher une accélération majeure car, selon nos observations, ces dernières sont survenues sous des conditions spécifiques, à savoir en période de fonte associée à de fortes pluies. En effet, cette combinaison offre un potentiel d'infiltration maximal permettant une sursaturation très rapide du terrain.

En faisant abstraction des modifications occasionnées par les travaux de drainage, l'état actuel du glissement du Hohberg peut être considéré comme critique. En effet, depuis les années 1980, les moyennes mobiles des précipitations et de la température sur 20 ans sont en constante augmentation. De plus, si l'on en croit les derniers résultats publiés par le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC, en anglais IPCC), les prévisions à moyen terme sont plutôt défavorables: les différents scénarios établis pour les prochaines décennies indi-

quent un net accroissement des précipitations en période hivernale ainsi qu'une augmentation globale de la température, ce qui va entraîner une augmentation généralisée des pluies (OcCC, 2001). A cela, s'ajoute également une augmentation probable de la fréquence des fortes précipitations ainsi qu'une pluviosité plus variable d'une année à l'autre. Le chapitre 6 traitera plus en détail de ces pronostics pour le 21^{ème} siècle et de leur influence sur l'activité du glissement.

4.9.2. Travaux d'assainissement

Suite à l'accélération de 1999, des mesures d'assainissement ont été entreprises par les bureaux Philipona & Brügger et Geotest SA, d'abord dans la partie inférieure du glissement, puis sur l'ensemble du bassin versant. Au total, environ 40 km de drainages ont été exécutés et les principaux cours d'eau ont été en partie réaménagés. Il est difficile d'évaluer l'efficacité de ces travaux car on ne bénéficie pas d'un recul suffisant par rapport à ces mesures qui sont très récentes. De plus, certaines propriétés du terrain ont pu se modifier naturellement à la suite de cette accélération, notamment au niveau de la topographie et du système d'écoulements souterrains. Néanmoins, les mesures de déplacement indiquent globalement un ralentissement des vitesses (Fig. 4.27a), ce qui laisse entrevoir la possibilité d'un effet positif des travaux d'assainissement sur la stabilité du versant.

L'exécution des drainages a débuté immédiatement après l'accélération de 1999 car il fallait intervenir au plus vite pour tenter de sécuriser le quartier de Gerendacherli déjà très affecté. Mais comme aucune étude hydrologique sérieuse n'avait été entreprise au préalable, les travaux ont été réalisés sur l'ensemble du bassin versant afin d'assurer un drainage complet. Etant donné le contexte d'urgence, il était logique d'entreprendre de telles mesures. Cependant, les connaissances actuelles sur le système hydrologique et les réseaux d'écoulements souterrains permettraient de réaliser des travaux plus ciblés. Un réseau de drainage moins étendu aurait non seulement l'avantage d'abaisser les coûts des ouvrages d'exécution mais aussi de diminuer les travaux d'entretien indispensables pour le bon fonctionnement des drains à moyen terme, surtout en zones instables où ils sont fortement endommagés par les mouvements de terrain. C'est donc au sein même de la masse en glissement que les drainages auraient dû être évités, ou du moins allégés, car le déplacement des drains pourrait créer, à moyen terme, des zones de rétention d'eau propi-

ces aux infiltrations ponctuelles. De plus, le matériel argilo-silteux qui compose cette masse privilégie naturellement le ruissellement de surface aux dépens des infiltrations. La seule région du glissement où les drainages pourraient s'avérer bénéfiques est la zone frontale qui est composée d'un matériel un peu plus grossier et caractérisée par des mouvements plus lents (Fig. 4.14). En revanche, le drainage des secteurs périphériques est sans aucun doute nécessaire, et plus particulièrement ceux de la partie supérieure du bassin versant qui sont les plus impliqués dans l'alimentation du glissement en eaux souterraines. On pense notamment aux secteurs du Hohmattli, du Col, d'Aettenberg et d'Udrischa qui alimentent les couloirs supérieurs, ainsi que ceux de Lengmoos et de Nussbaumerli qui participent activement à la recharge de la zone de transit et du front du glissement (Chap. 4.4.4; Fig. 4.2).

Une deuxième mesure d'assainissement envisageable concerne l'aquifère artésien situé en pied de glissement (Chap. 4.4.4). Il serait possible d'extraire cette eau sous pression au moyen de puits ou de forages horizontaux. Toutefois, ces mesures sont très onéreuses et leur effet sur la stabilité du glissement est incertain car, d'une part l'influence des pressions artésiennes n'est pas bien définie et, d'autre part, même si cet aquifère joue un rôle sur l'activité du glissement, il est peu probable qu'il en constitue le moteur principal. En effet, comme l'ont démontré les mesures de déplacements, les mouvements actuels ne sont pas récurrents mais se propagent d'amont en

aval, ce qui signifie que les accélérations prennent naissance dans les couloirs supérieurs du glissement et non pas au front. Dès lors, une diminution des pressions artésiennes ne pourraient en aucun cas stabiliser le versant mais tout au plus abaisser quelque peu les vitesses en son pied. Il serait alors préférable, avant d'engager ce type d'ouvrage, d'effectuer une étude géotechnique afin de déterminer quelle réelle influence les pressions artésiennes exercent sur la masse active.

4.9.3. Mesures de surveillance

Bien que le glissement soit actuellement peu actif, rien ne permet d'affirmer qu'il ne va pas subir de nouvelles accélérations. Au contraire, les prévisions climatiques à moyen terme sont plutôt défavorables et il serait très imprudent de spéculer sur l'efficacité des travaux de drainages pour négliger le suivi. Il est donc indispensable de poursuivre les mesures de déplacements, et notamment les enregistrements du DICLAS-Udrischli, qui constituent une donnée fiable de l'activité de la zone de transit, et les mesures au théodolite laser qui, réalisées régulièrement, donnent une indication précise sur l'évolution des mouvements de la partie inférieure du glissement. Pour parfaire la surveillance du site, il serait également utile de réaliser des mesures ponctuelles au GPS (une campagne par année en période calme), en sélectionnant une quinzaine de points répartis sur l'ensemble du glissement.

5 - AUTRES SITES

5.1. GLISSEMENT DE VILLARBENEY

5.1.1. Situation et description du glissement

Le glissement de Villarbeney est situé au front des Préalpes fribourgeoises, sur la rive est du lac de la Gruyère (coordonnées moyennes du glissement: 575.600/164.740; Fig. 4.1). Il prend naissance vers 1300 m d'altitude, entre Bifé Dessous et Gros Rosé, et s'étend jusqu'en bordure de la route cantonale reliant les villages de Villarbeney et Villarvolard, à environ 740 m d'altitude (Fig. 5.1). Avec une longueur de plus de 1.8 km et une largeur variant entre 100 et 800 m, sa superficie avoisine 1 km². La pente s'adoucit graduellement d'amont en aval, en passant de plus de 40 % au niveau des niches d'arrachement à environ 10 % au pied du glissement. Plus du 50 % de la surface du glissement est boisé, le reste étant occupé par des pâturages. Hormis quelques chalets d'alpage, aucune habitation majeure n'est implantée sur le glissement proprement dit et les risques occasionnés par les mouvements concernent surtout la route cantonale. Néanmoins, plusieurs résidences de la partie amont du village de Villarbeney sont menacées par des mouvements de terrain annexes, développés à proximité du glissement principal; malgré le danger qu'ils représentent, ces phénomènes ne sont pas intégrés dans cette étude car leur activité est indépendante de celle du glissement principal.

Le glissement de Villarbeney comporte deux couloirs, situés de part et d'autre d'une lentille résistante, qui se rejoignent pour former la langue frontale sud (Fig. 5.1; Ann. 13 et 14A). Le couloir nord débute vers 1100 m d'altitude, au pied de multiples niches d'arrachement accrochées au versant. Ces niches démontrent l'activité de nombreuses chutes de pierres et de blocs ainsi que des phénomènes d'instabilité superfi-

cielle. Les mouvements ne sont toutefois pas conséquents, contrairement à la zone de transit qui, elle, est très active (Ann. 14B). La partie inférieure du glissement dessine un relief convexe caractéristique d'une zone d'accumulation. Le couloir nord se divise en deux langues distinctes à l'amorce de cette zone frontale, caractérisée par la présence de multiples lobes d'activité et de profondeur variables, le plus spectaculaire étant situé quelques mètres en amont de la route cantonale, à l'extrémité de la langue sud (Fig. 5.1; Ann. 13 et 14 A). Le couloir sud, quant à lui, débute vers 980 m d'altitude et se poursuit vers l'aval jusque vers 850 m, où il débouche sur la langue frontale sud, rejoignant ainsi le couloir nord. Le couloir sud est concerné par des vitesses de déplacement élevées tout au long de son parcours. Celles-ci vont néanmoins décroître progressivement vers l'aval.

Les plans de glissement actuels ne sont pas aussi profonds que ceux du glissement du Hohberg. Le forage F1 met en évidence une surface de cisaillement à environ 14 m de profondeur, tandis que les forages F2 et F3 indiquent la présence d'une surface similaire à environ 5-6 m de profondeur (UNIFR, 1978b; Fig. 5.1). Quant au forage F0, situé dans la zone de transit du couloir nord, une surface de glissement a été reconnue à 7 m de profondeur (EPFL, 1980).

5.1.2. Contexte géologique et descriptions lithologiques

Le site de Villarbeney, de par sa position au front des Préalpes, est concerné par diverses unités tectoniques (Fig. 5.1; Ann. 16) présentant un agencement structural complexe (PASQUIER, in press). La partie supérieure du glissement est représentée par plusieurs formations mésozoïques appartenant à l'Ultrahelvé-

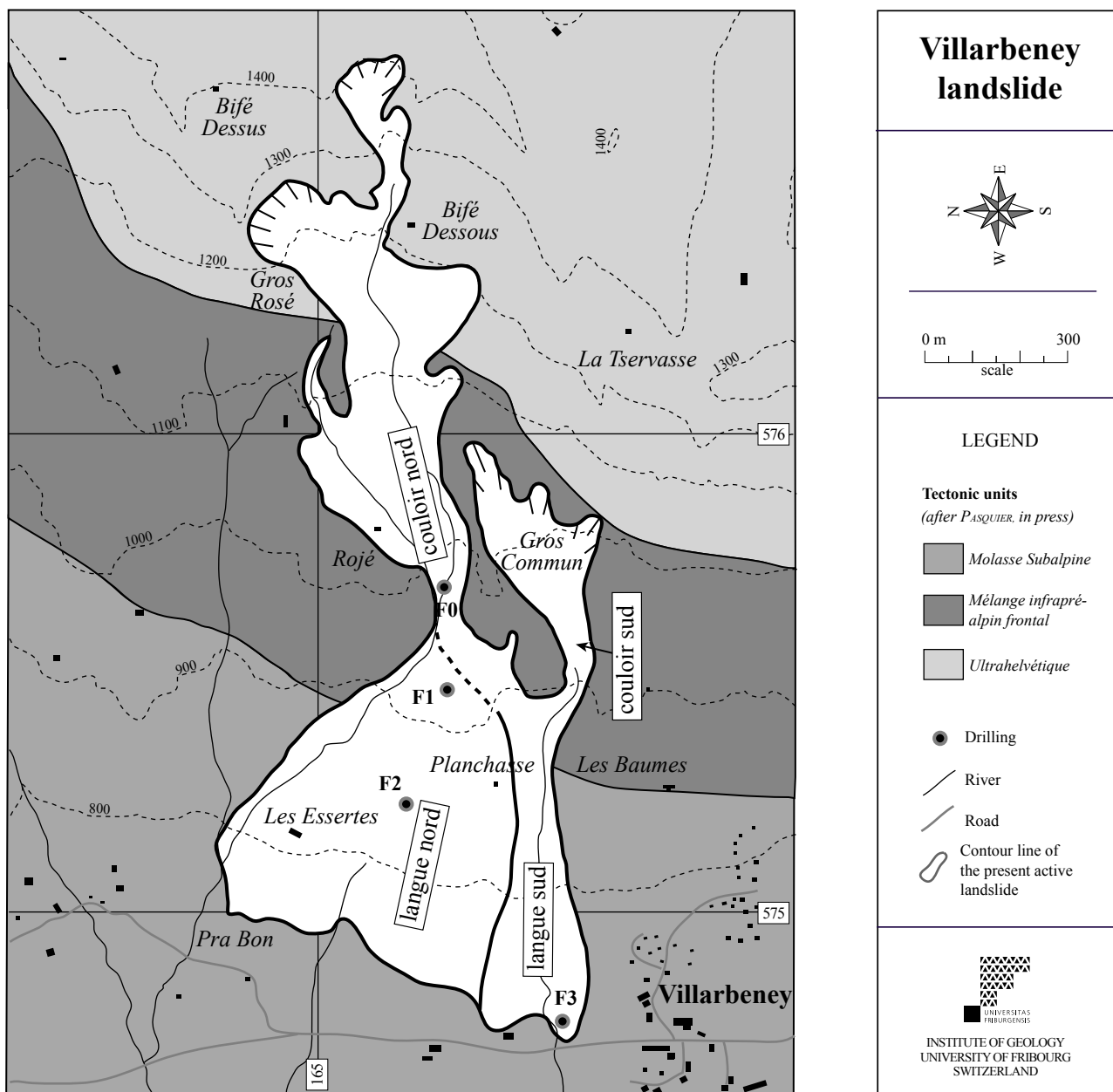


Fig.5.1 Local tectonic context of the Villarbeney landslide area.

tique. Cette série apparaît sous la forme d'une succession de plis très resserrés d'orientation est-ouest. L'Ultrahelvétique repose sur le Mélange Infrapréalpin Frontal qui occupe toute la partie intermédiaire du glissement. Enfin, sous cette zone de mélange se trouvent les écaïlles de la Molasse subalpine, représentée dans la région de Villarbeney par le Formation de Cucloz (Molasse Marine Inférieure – UMM), datant de l'Oligocène inférieur à moyen (PASQUIER, in press).

Ultrahelvétique

L'Ultrahelvétique peut être divisé en trois unités, lithologiquement très distinctes: Oxfordien inférieur; Oxfordien moyen - supérieur et Malm; Crétacé inférieur (ACKERMANN, 1980). L'Oxfordien inférieur est composé très majoritairement de marnes dans lesquelles peuvent s'intercaler quelques bancs de calcaires argileux. Cette séquence atteint environ 100 m d'épaisseur dans la région de Bifé Dessous mais son comportement très ductile a provoqué localement

des redoublements la rendant parfois plus imposante (ACKERMANN, 1980). Quelques affleurements sont visibles dans certaines dépressions de la région Bifé Dessous - Gros Rosé, autrement dit, au cœur des niches d'arrachement qui dominent le couloir nord. La seconde unité (Oxfordien moyen - supérieur et Malm) est une série exclusivement calcaire. Elle s'étend sur près de 110 m d'épaisseur en révélant d'abord un niveau de calcaires noduleux associés à des calcaires lités, suivi d'une succession monotone de bancs décimétriques de calcaires plaquetés (GUILLAUME, 1957). Cette séquence très rigide forme des reliefs accentués et affleure le plus souvent en falaise. Sa fracturation peut être localement très intense, favorisant ainsi le développement de phénomènes de chutes et la formation d'éboulis. Le Crétacé inférieur est constitué d'une alternance de marnes et de calcaires, ces derniers étant le plus souvent argileux ou gréseux. L'épaisseur de cette unité avoisine les 200 m dans la région de Villarbeney mais les affleurements sont localisés uniquement au cœur du synclinal qui surplombe le glissement.

Mélange Infrapréalpin frontal

Cette unité tectonique est définie par un faciès de type mélange comportant une matrice tendre constituée de marnes silto-argileuses sombres, enrobant des éléments de taille variable se rattachant principalement à l'Ultrahelvétique. Ce mélange est daté par l'intermédiaire de l'âge des plus jeunes lentilles présentes, à savoir le Priabonien (PASQUIER, in press). Hormis quelques affleurements mis à nu par l'érosion des cours d'eau, cette unité est masquée par une couverture quaternaire omniprésente.

Molasse subalpine (Fm de Cucloz, UMM)

Cette formation est de type détritique turbiditique, composée de trois faciès distincts: les marnes grises, les "schistes marno-micacés" et les grès de Cucloz (PASQUIER, in press). Sur le site de Villarbeney, elle est entièrement dissimulée sous les dépôts quaternaires.

Les dépôts quaternaires sont représentés par les moraines, les éboulis, les dépôts de pente et le matériel de glissement (Ann. 16):

- Les dépôts morainiques reposent sur le Mélange Infrapréalpin Frontal. Leur matériel provient du glacier local et se compose de roches préalpines affleurant dans les environs (ACKERMANN, 1980). Les éléments, de diamètres variables, sont englobés dans une matrice à dominance sableuse.

- Sous les parois de Malm se trouvent d'importants cônes d'éboulis comportant des blocs centimétriques à métriques, de l'Oxfordien moyen, supérieur et Malm, et, plus rarement, du Crétacé inférieur. Ces éboulis sont généralement dépourvus de matrice et par conséquent plus perméables que les dépôts morainiques.

- Les dépôts de pente sont représentés par des coluvions ou des cônes de déjection, composés essentiellement de limons sableux ou de sables limoneux riches en graviers et en blocs. Ils sont situés sur des pentes à déclivité moyenne, le plus souvent en marge du glissement. Ils diffèrent du matériel de glissement surtout par une teneur en argile plus faible qui se traduit par une perméabilité sensiblement plus élevée.

- Le matériel de glissement est composé essentiellement d'un ensemble très hétérogène de dépôts gravitaires et de moraines remaniées se manifestant le plus souvent sous la forme d'une matrice silto-argileuse englobant un volume variable de graviers, de pierres et de blocs. Cette composition confère au matériel de glissement une perméabilité très faible. La profondeur moyenne de cet ensemble est estimée à une vingtaine de mètres, passant de 8 m au niveau de la zone de transit (F0) à près de 40 m dans la partie supérieure du front du glissement (F1; Fig. 5.1). Les plans de glissement, reconnus au droit des forages F0, F1, F2 et F3 par l'intermédiaire de mesures inclinométriques, sont situés au sein même de ce matériel (UNIFR, 1978b; EPFL, 1980)

5.1.3. Historique et état des connaissances

Depuis 1969, les autorités fribourgeoises se préoccupent du glissement du Villarbeney et, en 1978, la Préfecture de District de la Gruyère a mandaté l'Institut de Géologie de l'Université de Fribourg pour une étude géologique et géotechnique détaillée. Les travaux se sont réalisés sur une période de trois ans, en étroite collaboration avec l'EPFL (Laboratoire de Mécanique des Sols et les Instituts de Géodésie et Mensuration, de Géologie et de Photogrammétrie) et le Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel. Le volume des recherches effectuées en été 1979 déjà, a permis la rédaction d'un rapport intermédiaire (UNIFR, 1979), accompagné notamment par une carte de stabilité du glissement ainsi que par divers rapports de détail. Les travaux se sont poursuivis jusqu'en 1980 et l'ensemble des résultats a été synthétisé dans un rapport final (UNIFR, 1982). Les

différents travaux réalisés au cours de cette période 1978-1980 sont résumés dans l'annexe 15. Suite à cela, quelques investigations ont été reconduites dans le cadre du projet de l'EPFL "Détection et Utilisation des Terrains Instables" (EPFL, 1985).

5.1.4. Hydrologie et hydrogéologie

Au cours du printemps 1999, une carte des points d'eau a été établie, caractérisant le bassin versant hydrographique du glissement de Villarbeney (Ann. 16). En tout 41 exutoires ont été recensés, dont 36 sources et 5 captages. La majorité des sources sont situées dans la partie supérieure et intermédiaire du secteur d'étude, entre Biffé Dessus et Les Baumes (Fig. 5.1). Une partie d'entre elles apparaissent au sein des éboulis ou du matériel de glissement mais la plupart surgissent, par effet de débordement, juste au

contact avec le matériel de glissement très peu perméable. La partie inférieure du secteur cartographié est, quant à elle, marquée par une faible densité de sources et très peu d'humidité. Ce relatif assèchement résulte sans doute de l'activité d'anciennes tranchées drainantes et de la mise en place de plusieurs captages.

Analyses physiques et chimiques des exutoires

Lors du levé cartographique, des mesures de débit, de conductivité et de température ont été réalisées simultanément à chaque exutoire. Des mesures systématiques de conductivité ont également été entreprises le long des principaux cours d'eau afin de déceler d'éventuelles infiltrations ou exfiltrations. Ce procédé a permis de mettre en évidence une source fortement minéralisée (source n°24) qui alimente directement un ruisseau dans le secteur du Rojé (Ann. 16). Suite

Outlet	Cond 20°C	Temp.	Vol. flow	Total hard.	Na		K		Mg		Ca	
	[µS/cm]	[°C]	[l/mn]	[mg/l CaCO ₃]	[mg/l]	[meq/l]	[mg/l]	[meq/l]	[mg/l]	[meq/l]	[mg/l]	[meq/l]
1	370	8.8	12	196.00	1.43	0.06	0.78	0.02	10.92	0.90	60.75	3.03
2	452	7.5	20	223.20	6.10	0.27	0.71	0.02	8.69	0.71	75.14	3.75
3	450	7.7	8	228.00	4.84	0.21	0.76	0.02	6.57	0.54	83.49	4.17
4	412	8.3	10	223.00	2.35	0.10	0.77	0.02	4.35	0.36	82.54	4.12
7	491	8.9	10	257.60	1.72	0.07	0.77	0.02	3.28	0.27	101.30	5.05
13	450	8.9	1.5	236.00	3.32	0.14	0.54	0.01	2.92	0.24	94.46	4.71
14	435	7.9	8	219.40	8.32	0.36	1.16	0.03	7.99	0.66	74.18	3.70
16	516	10.4	9	270.00	2.15	0.09	0.97	0.02	3.30	0.27	108.35	5.41
22	523	11.6	9	272.60	1.12	0.05	0.38	0.01	2.63	0.22	110.24	5.50
24	1308	8.7	1	742.00	7.92	0.34	1.40	0.04	8.25	0.68	299.03	14.92
28	427	9	7	214.60	7.16	0.31	0.73	0.02	8.27	0.68	72.21	3.60
29	530	9.3	6	275.80	5.17	0.22	1.05	0.03	5.68	0.47	103.66	5.17
31	514	9	15	261.40	6.37	0.28	0.74	0.02	7.53	0.62	91.09	4.55
39	498	8.5	10	240.40	11.68	0.51	1.04	0.03	13.04	1.07	75.09	3.75
41	411	8.5	7	203.00	9.20	0.40	0.67	0.02	9.69	0.80	62.20	3.10
42	573	8.2	6	279.40	4.53	0.20	0.83	0.02	4.21	0.35	114.45	5.71
46	385	6.4	20	197.20	4.24	0.18	0.42	0.01	2.16	0.18	74.54	3.72

Outlet	Cl		NO ₃		SO ₄		HCO ₃		Tot. Salinity		Ion balance
	[mg/l]	[meq/l]	[mg/l]	[meq/l]	[mg/l]	[meq/l]	[mg/l]	[meq/l]	[mg/l]	[meq/l]	[%]
1	0.89	0.02	1.50	0.02	30.24	0.63	203.44	3.33	309.94	8.02	-0.3
2	0.87	0.02	3.46	0.06	24.29	0.51	265.05	4.34	384.31	9.68	-2.4
3	0.71	0.02	1.84	0.03	15.66	0.33	275.72	4.52	389.59	9.83	0.2
4	0.76	0.02	1.04	0.02	6.82	0.14	297.38	4.87	396.00	9.65	-4.9
7	1.46	0.04	1.36	0.02	5.14	0.11	316.29	5.18	431.31	10.77	0.4
13	0.76	0.02	0.24	0.00	10.38	0.22	290.67	4.76	403.29	10.12	1
14	1.84	0.05	0.74	0.01	23.70	0.49	262.30	4.30	380.23	9.61	-1.2
16	0.98	0.03	0.79	0.01	5.91	0.12	335.20	5.49	457.64	11.45	1.1
22	6.94	0.20	0.09	0.00	5.57	0.12	325.74	5.34	452.70	11.43	1.1
24	1.01	0.03	0.61	0.01	528.42	11.00	267.18	4.38	1113.81	31.40	1.8
28	0.81	0.02	2.54	0.04	31.18	0.65	246.44	4.04	369.32	9.36	-1.9
29	0.92	0.03	1.21	0.02	51.01	1.06	289.14	4.74	457.85	11.74	0.2
31	0.83	0.02	4.24	0.07	34.34	0.71	302.26	4.95	447.40	11.22	-3.3
39	0.96	0.03	2.17	0.04	51.17	1.07	265.96	4.36	421.11	10.84	-1.5
41	0.78	0.02	2.88	0.05	37.76	0.79	224.48	3.68	347.66	8.85	-2.9
42	0.91	0.03	3.13	0.05	34.27	0.71	338.86	5.55	501.18	12.62	-0.9
46	0.53	0.01	2.94	0.05	7.13	0.15	247.66	4.06	339.62	8.36	-2.7

Fig. 5.2 Major ions concentrations of Villarbeney main outlets, sampled at low water regime (19.10.2000).

à cela, les exutoires les plus importants, en terme de débit, ont été sélectionnés pour une analyse chimique des ions majeurs (Fig. 5.2); la campagne d'échantillonnage a eu lieu en octobre 2000, en période d'étiage. Une campagne supplémentaire en régime de hautes eaux était également prévue mais, faute de temps, n'a pu se réaliser.

La fiabilité des analyses a été contrôlée à l'aide du calcul de la balance ionique qui a révélé un résultat favorable pour l'ensemble des exutoires échantillonnés, à savoir des valeurs inférieures à 5 % (Fig. 5.2). Globalement, les analyses font clairement ressortir un caractère bicarbonaté calcique, typique d'écoulements en milieu calcaire. Seuls deux exutoires se distinguent très nettement des autres d'un point de vue hydrochimique: la source 24, dont la très forte teneur en calcium et en sulfate indique un transit au travers de roches gypseuses (probablement une lentille du Mélange Infrapéalpin Frontal; Fig. 5.2, 5.3 et Ann. 16), et le captage 22 qui présente une concentration élevée en chlorures, résultant probablement du déversement de substances agricoles (engrais ou pesticides). Néanmoins, en observant plus finement les propriétés chimiques des eaux échantillonnées, des variations apparaissent également sur les autres exutoires du bassin versant. Deux exemples qui mettent en relation les teneurs en sulfates et en magnésium avec la salinité totale illustrent ces variations (Fig. 5.4). Bien que la répartition des valeurs ne per-

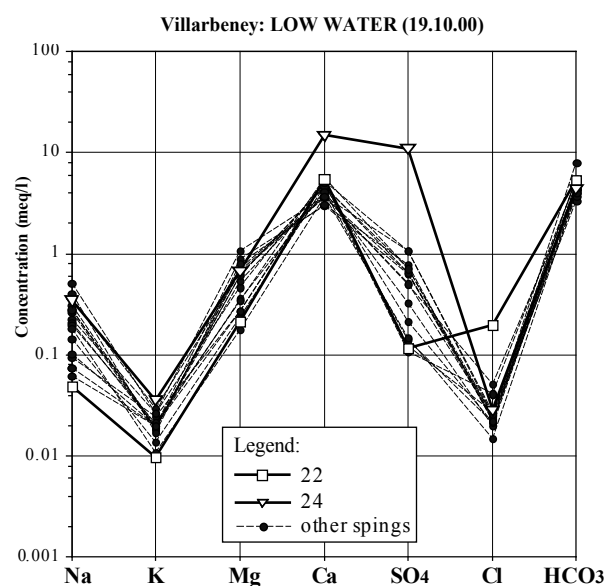


Fig. 5.3 Hydrochemical characterization of Villarbeney main outlets in Schoeller diagram.

mette pas de déterminer des familles hydrochimiques distinctes, il est possible d'établir un lien entre différents exutoires. On relève notamment une analogie entre les sources 1, 2, 14, 28, 39 et 41 riches en magnésium et en sulfates et les exutoires 3, 4, 7, 13, 16 et 22 qui, à l'inverse, en sont appauvris (Ann. 16). Le premier groupe est représenté exclusivement par des sources émergeant au sein des éboulis, disposés le long des pentes entre Biffé Dessous et Gros Commun (Fig. 5.1). En revanche, le deuxième groupe est plus disséminé avec trois exutoires au niveau des niches d'arrachement du secteur Rojé (3, 4 et 7) et trois autres au cœur du matériel de glissement, dont deux localisés dans la partie frontale (16 et 22). Etant donné la distance qui les sépare, un lien direct entre ces exutoires suppose un système d'écoulement franchement souterrain situé en dessous de la masse en glissement.

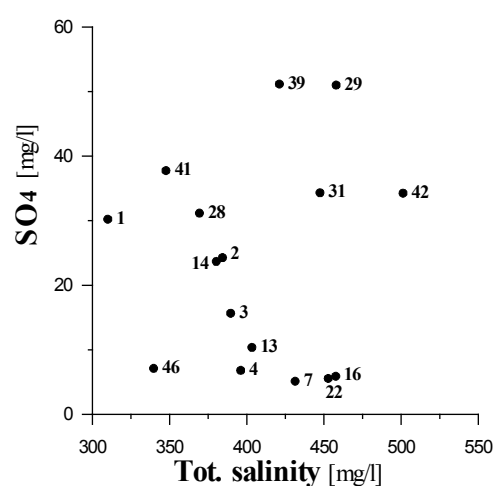
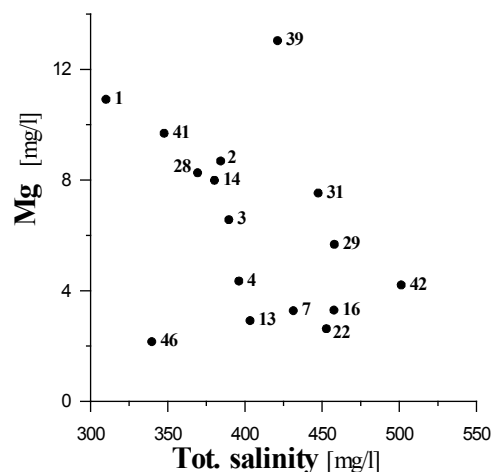


Fig. 5.4 Hydrochemical analyses of main outlets of the Villarbeney landslide, sampled at low water regime (19.10.2000): relationship between Mg and SO₄ concentrations and the total salinity.

Mais vu la complexité tectonique locale et surtout la grande variation lithologique, ce lien est peu probable car les eaux auraient subi des changements chimiques significatifs au cours de leur trajet. Par ailleurs, comme seule une campagne de terrain a été effectuée, la variabilité des propriétés physico-chimiques de chaque exutoire n'a pas été observée et, par conséquent, il est difficile de se prononcer sur le temps de séjour et le type d'écoulement. Pour pallier cela, les propriétés de certaines sources ont été corrélées avec des analyses entreprises par ACKERMANN (1980) 20 ans auparavant (Ann. 17 et 18). Cette approche a permis d'évaluer les variations hydrochimiques apparaissant entre les régimes de basses et hautes eaux (Fig. 5.5). Les résultats, établis sur la base des valeurs de conductivité et de température, démontrent que seules deux sources peuvent être considérées comme stables, donc potentiellement issues d'écoulements souterrains. Il s'agit des sources 4 et 7 dont les variations de conductivité et de température n'excèdent pas les 10 % entre basses et hautes eaux. En revanche, la source 13 est très variable, indiquant plutôt un écoulement de type hypodermique. Il est donc difficile d'avancer une hypothèse quant à l'existence d'un lien entre les exutoires du deuxième groupe (3, 4, 7, 13, 16 et 22), d'autant plus qu'il n'a pas été possible d'étudier la variabilité des eaux des captages 16 et 22.

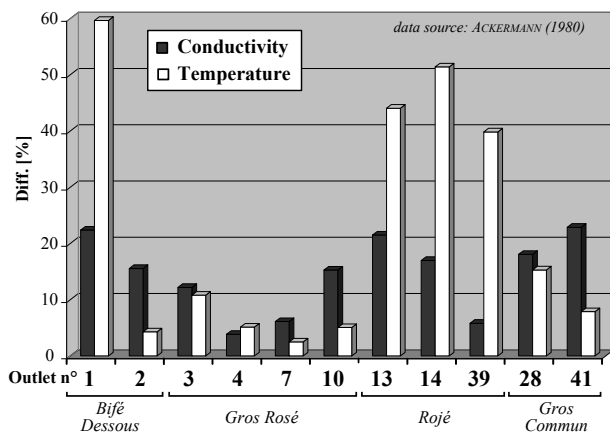


Fig. 5.5 Conductivity and temperature variability of main outlets of the Villarbeney slope, corresponding to the difference (in %) between the highest and lowest values measured in 1980. For outlets location, see annexe 16.

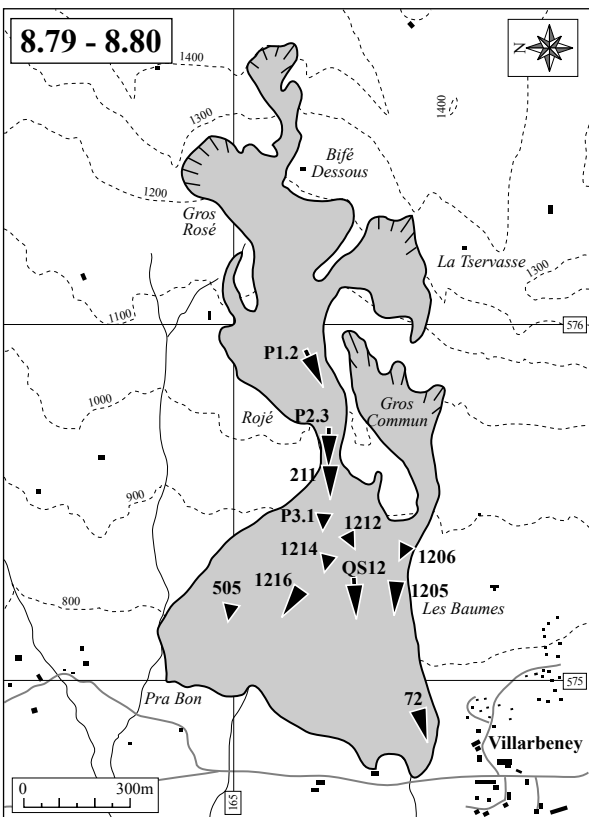
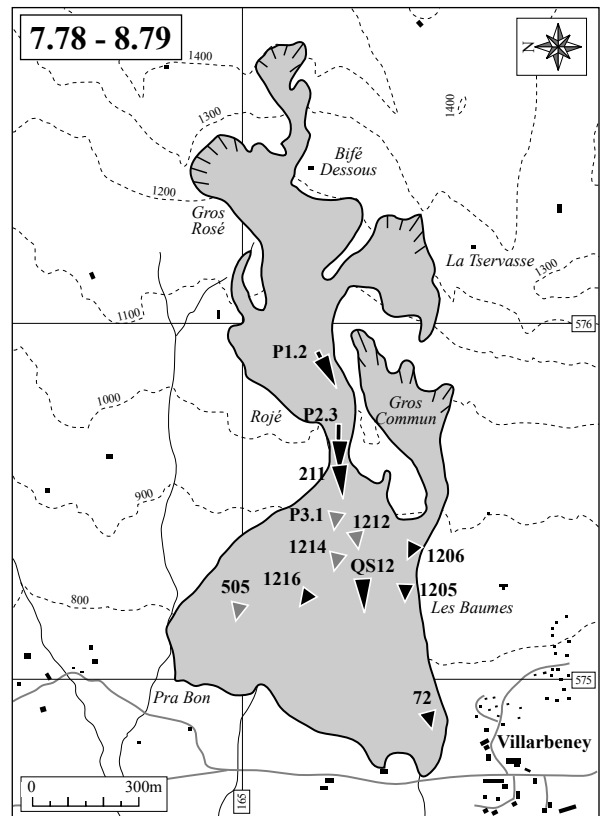
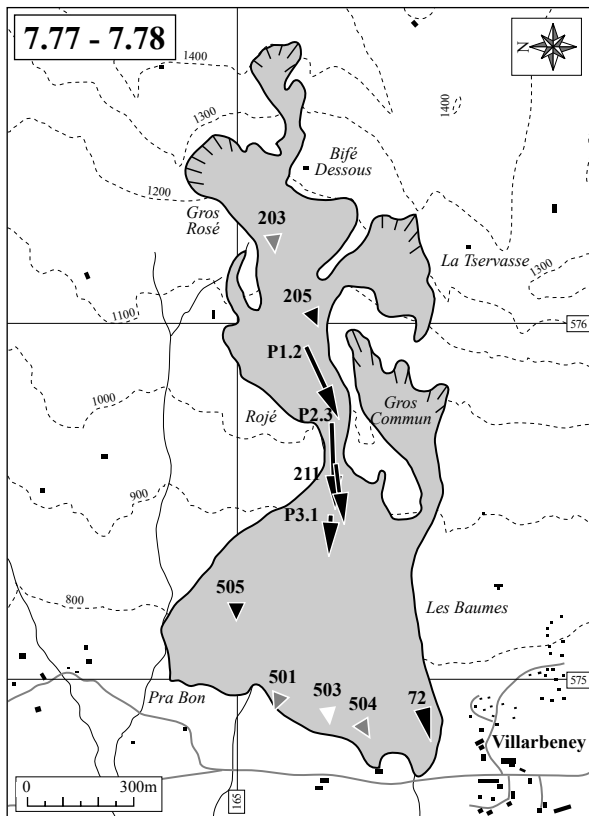
5.1.5. Mesures de déplacement

En 1977, un réseau géodésique a été mis en place par l'Institut de Géodésie et Mensuration de l'EPFL.

En tout, une cinquantaine de points ont été implantés sur l'ensemble du glissement mais, par souci de lisibilité, seuls 12 ont été retenus dans cette étude. Les mesures des déplacements, effectuées à l'aide de la méthode de triangulation et de polygones, ont été réalisées entre juillet 1977 et août 1980 au rythme d'une campagne par année. Toutefois, quelques points ont fait l'objet d'une mesure supplémentaire en automne 1978 lors d'une campagne intermédiaire (Ann. 19). Sur l'ensemble des campagnes, aucune série de mesures n'a été soumise à un calcul d'erreur permettant d'évaluer la précision des résultats. Cependant, les intervalles de mesures sont suffisamment espacés et les vitesses suffisamment élevées pour accepter les valeurs sans avoir connaissance des imprécisions. Les résultats, illustrés par une série de trois cartes des vitesses, représentent l'évolution spatiale et temporelle de l'activité du glissement selon un intervalle de mesure annuel (Fig. 5.6).

Evolution spatiale

Le couloir nord est caractérisé dans sa partie supérieure par des vitesses relativement faibles (points 203 et 205). Ces dernières augmentent ensuite vers l'aval pour atteindre leur paroxysme au niveau de la zone de transit où le glissement se resserre fortement (points P1.2, P2.3 et 211). A l'amorce de la zone frontale, les vitesses diminuent drastiquement suite à l'étalement du glissement (points 1212, 1214 et P3.1). Ce ralentissement n'est par contre pas conservé jusqu'au pied du glissement car, face à une légère augmentation de la déclivité de la pente, la zone intermédiaire du front de glissement subit une ré-accélération (points 1205, 1216 et QS12). A l'approche du pied de glissement, les vitesses vont ensuite décroître rapidement, du moins en ce qui concerne la partie nord (points 501, 503 et 504), car, au niveau de la langue sud, le ralentissement est beaucoup moins marqué (point 72). Cette variation latérale d'activité est sans doute occasionnée par le fait que la partie nord est influencée uniquement par le couloir nord alors que la langue sud est alimentée à la fois par le couloir nord et sud (Fig. 5.1). En revanche, très peu de données permettent d'évaluer l'activité du couloir sud si ce n'est un point de mesure situé à la sortie de la zone de transit (point 1206). Comparativement à l'ensemble du glissement, les vitesses enregistrées dans ce secteur sont moyennes, mais il est légitime de supposer que plus en amont, au niveau du resserrement de la zone de transit, les vitesses soient plus importantes.



LEGEND	
Velocities:	
▷ 0-2 cm/year	➤ 60-100 cm/year
▶ 2-10 cm/year	➤ 100-160 cm/year
▶ 10-30 cm/year	➤ 160-250 cm/year
▶ 30-60 cm/year	➤ >250 cm/year
Type of points:	
Pts triangulés: 72, 501, 503-505, 1205, 1206, 1212, 1214, 1216	— River
Pts polygones: 203, 205, 211	— Road
Profil 1: P1.2	— Contour line of the present active landslide
Profil 2: P2.3	
Profil 3: P3.1	
Quadrilatère sud: QS12	

Fig. 5.6 Synthetic maps showing spatial distribution and temporal evolution of Villarbeney landslide velocities. The data stem from geodetic measurements carried out by EPFL (1981). Detailed values are given in annexe 19.

Evolution temporelle

Les vitesses les plus élevées ont été mesurées au cours de la période 1977-1978 dans la zone de transit du couloir nord, notamment au niveau du point P2.3 qui révèle une valeur moyenne annuelle de plus de 3 m/an. Durant l'année suivante, à savoir 1978-1979, un ralentissement s'est généralisé sur l'ensemble du glissement. Selon le secteur, les vitesses sont 3 à 8 fois plus faibles que celles enregistrées l'année précédente, la diminution la plus frappante étant observée au niveau du point P3.1 où la vitesse passe de 85 cm/an à moins de 10 cm/an. Entre 1979 et 1980, l'évolution de l'activité n'est pas uniforme sur l'ensemble du versant. En effet, si l'on note une légère augmentation des vitesses dans toute la partie frontale du glissement, les valeurs mesurées dans la partie amont montre une tendance inverse. Il est difficile d'avancer une explication concernant cette évolution étant donné que l'on ne dispose pas de mesures géodésiques intermédiaires.

Plus récemment, des mesures de déplacement au laser Disto™ ont été effectuées par nos soins dans deux secteurs du glissement (Fig. 5.7 et Ann. 20);

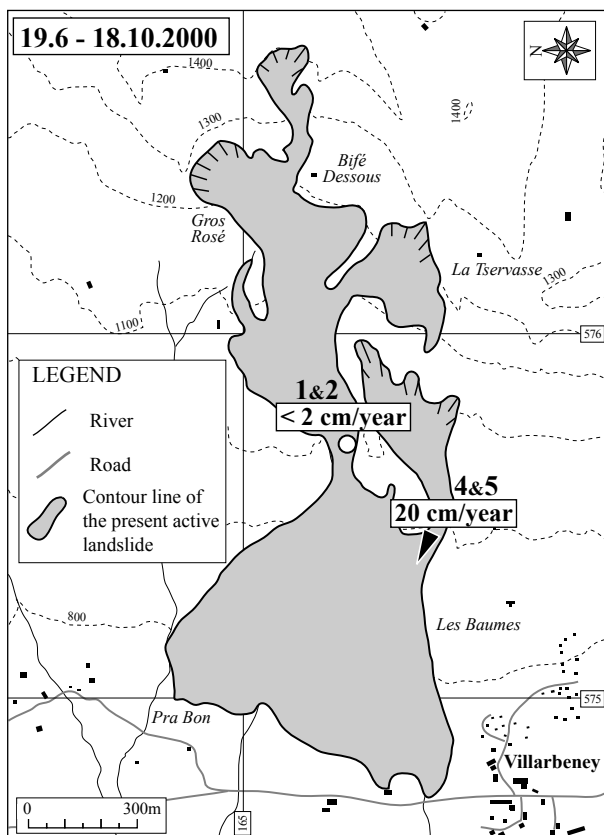


Fig. 5.7 Villarbeney landslide velocities measured with a laser Disto™ device between 19 June and 18 October 2000 (Detailed values are given in annexe 20).

trois points ont été implantés dans la zone de transit du couloir nord (points 1a, 1b et 2) et deux autres à la sortie du couloir sud (points 4 et 5). Les mesures ont été réalisées lors de deux campagnes de terrain qui ont eu lieu respectivement le 19 juin et le 18 octobre 2000. Les résultats révèlent pour cette période une activité quasi nulle au niveau du couloir nord alors que les vitesses enregistrées aux points 4 et 5 indiquent des valeurs de l'ordre de 20 cm/an pour le couloir sud. La cause de cette différence d'activité est cependant indéterminée. Il est néanmoins possible que la passivité du couloir nord émane d'une modification du système hydrogéologique car, si l'on compare les réseaux hydrographiques des années 1980 et 2000 (Ann. 16 et 17), il apparaît clairement que des changements importants se sont produits au cours des ces 20 dernières années.

5.1.6. Analyse dendrogéomorphologique

Une méthode d'analyse dendrogéomorphologique a été développée spécifiquement pour ce projet, dans le but d'interpréter au mieux l'évolution des glissements profonds (> 10m) au cours du siècle passé. Les différentes étapes ainsi que les termes utilisés sont décrits en détail dans le chapitre 2 "Dendrogéomorphologie".

Sur le site de Villarbeney, 10 échantillons de bois ont été prélevés sur des épicéas (*Picea abies*) actuels sous la forme de rondelles entières. La campagne d'échantillonnage a eu lieu le 3 janvier 2002 et s'est concentrée sur deux secteurs distincts du glissement (Fig. 5.8); 6 échantillons ont été récoltés dans la zone de transit du couloir nord (zone 1) et quatre autres dans la partie amont de la langue sud (zone 2), là où convergent les deux couloirs. Comme aucun échantillon "non perturbé" n'a été prélevé, le calage dendrochronologique a été réalisé en comparant mutuellement les épaisseurs moyennes des cernes de chaque échantillon (ligne m, Fig. 2.4). Les résultats n'ont révélé la présence d'aucun faux cerne ou cerne manquant et tous les arbres ont pu être datés (Ann. 21). Tous les échantillons ont ensuite été soumis à l'analyse des bois de compression et de l'excentricité. Les résultats sont illustrés par deux types de graphiques (Fig. 5.9) mettant en évidence, d'une part, l'évolution générale de l'activité du glissement (type A; Chap. 2.6.1) et, d'autre part, l'intensité des accélérations (type B; Chap. 2.6.2).

La zone 1, qui représente le couloir nord, montre une activité relativement faible durant la période

antérieure à 1950. Par la suite, l'activité augmente; d'abord légèrement durant quelques années, puis beaucoup plus fortement entre 1955-1960. Des accélérations très importantes vont alors se succéder jusqu'au milieu des années 1970, avant de diminuer progressivement d'intensité. Au cours des années 1990, le couloir nord est caractérisé par des accélérations de très faible ampleur.

Les échantillons prélevés dans la zone 2 représentent l'activité conjuguée des couloirs nord et sud (Fig. 5.1 et 5.8). Une comparaison avec les résultats obtenus dans la zone 1 permet alors d'évaluer l'influence de l'activité du couloir sud. Globalement, l'évolution générale de l'activité des deux secteurs est plus ou moins comparable, avec la période antérieure à 1950 relativement calme et la deuxième partie du siècle plus active. En revanche, l'intensité des accélérations diffère très nettement entre les deux secteurs. En effet, si les accélérations du couloir nord tendent à diminuer d'intensité, celles du couloir sud restent soutenues jusqu'à la fin du 20^{ème} siècle. Cette divergence concorde avec les résultats des mesures laser effectuées au cours de l'année 2000; elles signalent des déplacements notoires au niveau de la zone 2 (environ 20 cm/an entre juin et octobre) alors qu'aucun mouvement n'est observé dans la zone de transit du couloir nord. Si l'on admet l'hypothèse formulée plus haut concernant une modification du système hydrogéologique comme responsable de cette diminution d'activité (Chap. 5.1.5), on peut supposer que les

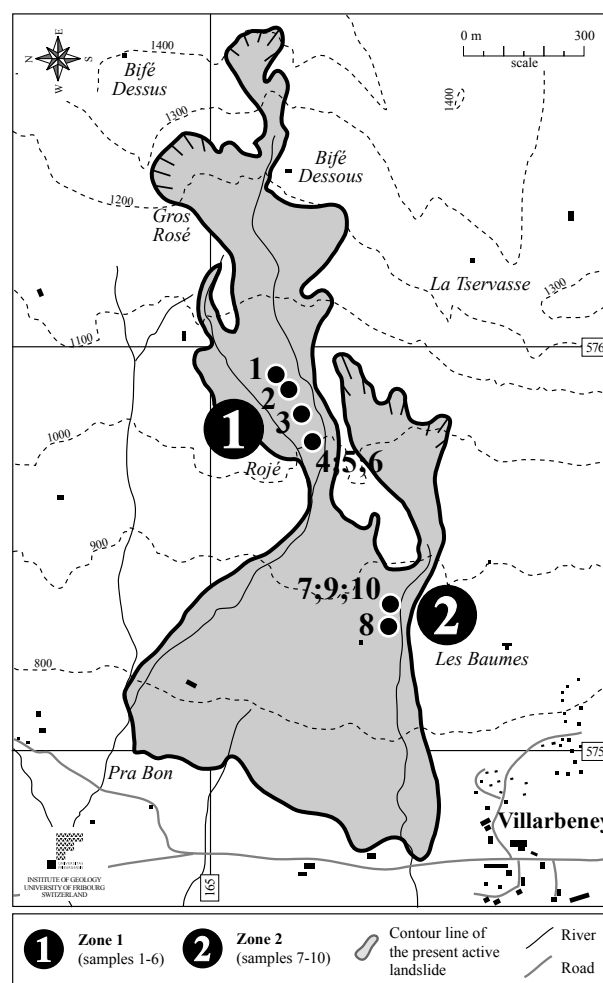


Fig. 5.8 Location of the Villarbeney trees sampled for dendrogeomorphological analyses.

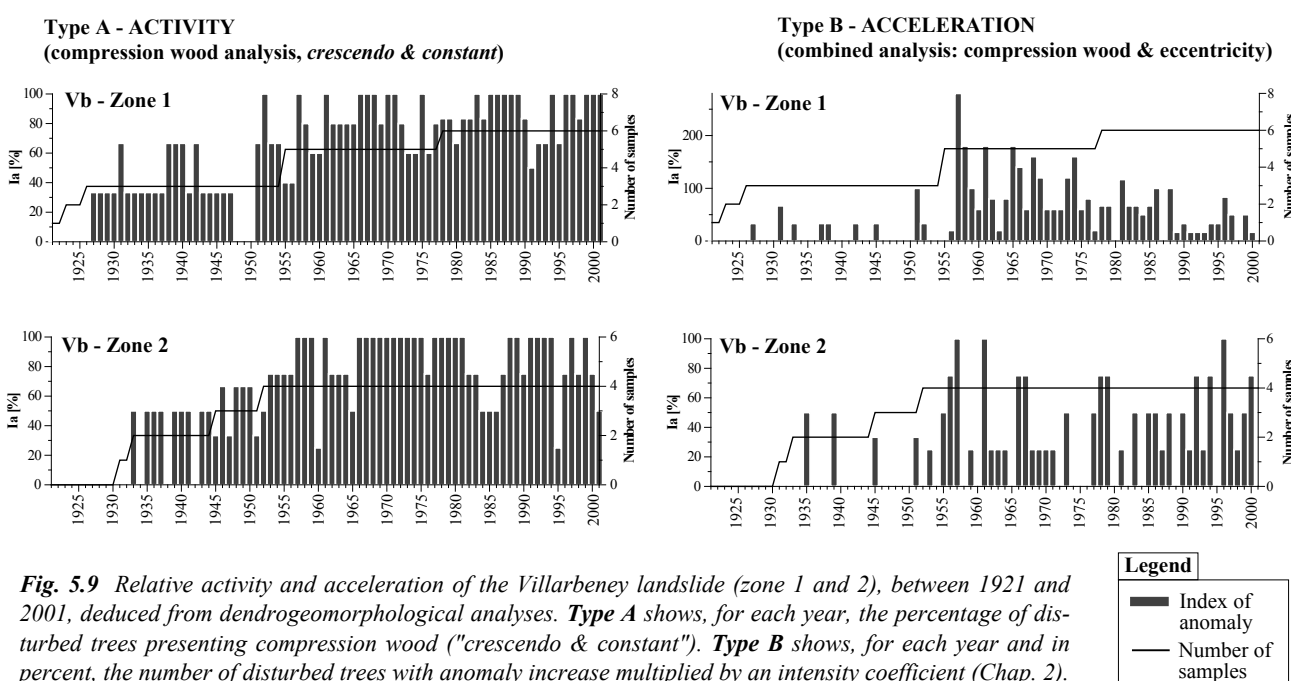


Fig. 5.9 Relative activity and acceleration of the Villarbeney landslide (zone 1 and 2), between 1921 and 2001, deduced from dendrogeomorphological analyses. **Type A** shows, for each year, the percentage of disturbed trees presenting compression wood ("crescendo & constant"). **Type B** shows, for each year and in percent, the number of disturbed trees with anomaly increase multiplied by an intensity coefficient (Chap. 2).

principaux changements ont eu lieu vers la fin des années 1980, là où l'intensité des accélérations du couloir nord diminuent le plus sévèrement.

5.1.7. Analyse climatologique

Le choix des paramètres climatiques et le type d'analyse sont conformes à l'étude réalisée sur le glissement du Hohberg (Chap. 4.7). Les paramètres de base utilisés sont donc les mesures de précipitations et de températures, à partir desquelles les précipitations efficaces, les chutes de pluie et de neige ont été calculées. Les données locales de précipitations et de températures sont fournies par la station ISM de Broc (n° 5670), distante de 2.5 km du glissement de Villarbeney. Néanmoins, cette station n'étant opérationnelle que depuis 1969, il a été nécessaire d'avoir recours à d'autres stations plus éloignées. Les candidats sélectionnés pour l'analyse sont les stations de Fribourg, Boltigen et Château-d'Oex, toutes trois ayant l'avantage de fournir des données plus anciennes en vue d'établir des corrélations activité-climat sur une période plus étendue. A chacune des stations, les mesures de précipitations et de températures ont débutées respectivement en 1901 et 1931. Le choix définitif a été réalisé en se référant aux coefficients de détermination R^2 obtenus en confrontant les valeurs de précipitations et de température avec celles de la station de Broc (Fig. 5.10). Concernant les précipitations, les valeurs moyennes des stations de Fribourg, Boltigen et Château-d'Oex ont été retenues alors que pour les températures, ce sont les moyennes des stations de Fribourg et Château-d'Oex qui ont été choisies. Toutes les données ont ensuite été corrigées par rapport aux mesures de la station de Broc au moyen de l'équation de la courbe de régression linéaire obtenue par confrontation des valeurs.

5.1.8. Relation activité – climat

Des essais mettant en relation les conditions climatiques et l'activité du glissement de Villarbeney ont été réalisés en suivant la méthode appliquée sur le glissement du Hohberg (Chap. 4.8), le principe étant de déterminer l'influence de chaque paramètre climatique (tels que les précipitations, la température, les chutes de pluie et de neige) sur l'évolution de l'activité du glissement, à la fois sur le moyen terme (échelle pluriannuelle), le court terme (échelle saisonnière à annuelle) et le très court terme (échelle journalière à mensuelle). Pour les corrélations, le choix s'est porté sur la zone 1 qui comporte le plus grand nombre d'échantillons, soit 6 au total (Fig. 5.8).

Evolution sur le moyen terme

Plusieurs essais de corrélations basés sur les données de précipitations ont permis de mettre en évidence une relation préférentielle entre la courbe des moyennes mobiles sur 8 ans et les résultats de l'analyse dendrogéomorphologique de type A, autrement dit entre les précipitations accumulées sur 8 ans et l'évolution générale de l'activité du glissement. Chaque paramètre climatique a donc été confronté à la courbe d'activité par l'intermédiaire de la moyenne mobile sur 8 ans. Les résultats sont présentés dans la figure 5.11 avec, d'une part, les comparaisons concernant les moyennes annuelles et, d'autre part, celles se rapportant aux données semestrielles.

L'influence des précipitations (précipitations brutes et efficaces) est illustrée par les graphiques a, b et c. Bien que la relation ne soit pas parfaite, un lien évident apparaît entre la moyenne mobile annuelle sur 8 ans (a) et l'évolution de l'activité. En revanche, en ce qui concerne les moyennes mobiles semestrielles

	Coordinates [m]	Altitude [m.a.s.l]	PRECIPITATION			TEMPERATURE		
			Coeff. of determination (R^2)		Beginning of measurement	Coeff. of determination (R^2)		Beginning of measurement
			Daily	Monthly		Daily	Monthly	
Broc (ISM, nr. 5670)	574670/162100	680	Reference	Reference	01.02.1969	Reference	Reference	01.02.1969
Château-d'Oex (ISM, nr. 5610)	576970/147280	980	0.50	0.81	01.01.1901	0.97	0.96	01.01.1931
Boltigen (ISM, nr. 5370)	596150/164200	855	0.46	0.73	01.01.1901	-	-	01.01.1931
Fribourg (ISM, nr. 5740)	575280/179880	634	0.56	0.68	01.01.1901	0.98	0.97	01.01.1931
Mean Château-d'Oex & Fribourg	-	-	-	-	01.01.1901	0.99	0.98	01.01.1931
Mean Château-d'Oex & Boltigen	-	-	0.52	0.82	01.01.1901	-	-	01.01.1931
Mean Ch.-d'Oex, Bolt. & Frib.	-	-	0.58	0.83	01.01.1901	-	-	01.01.1931

Fig. 5.10 Characteristics of meteorological stations dealt within the climatological study of the Hohberg landslide. In grey: selected stations for the corresponding parameter.

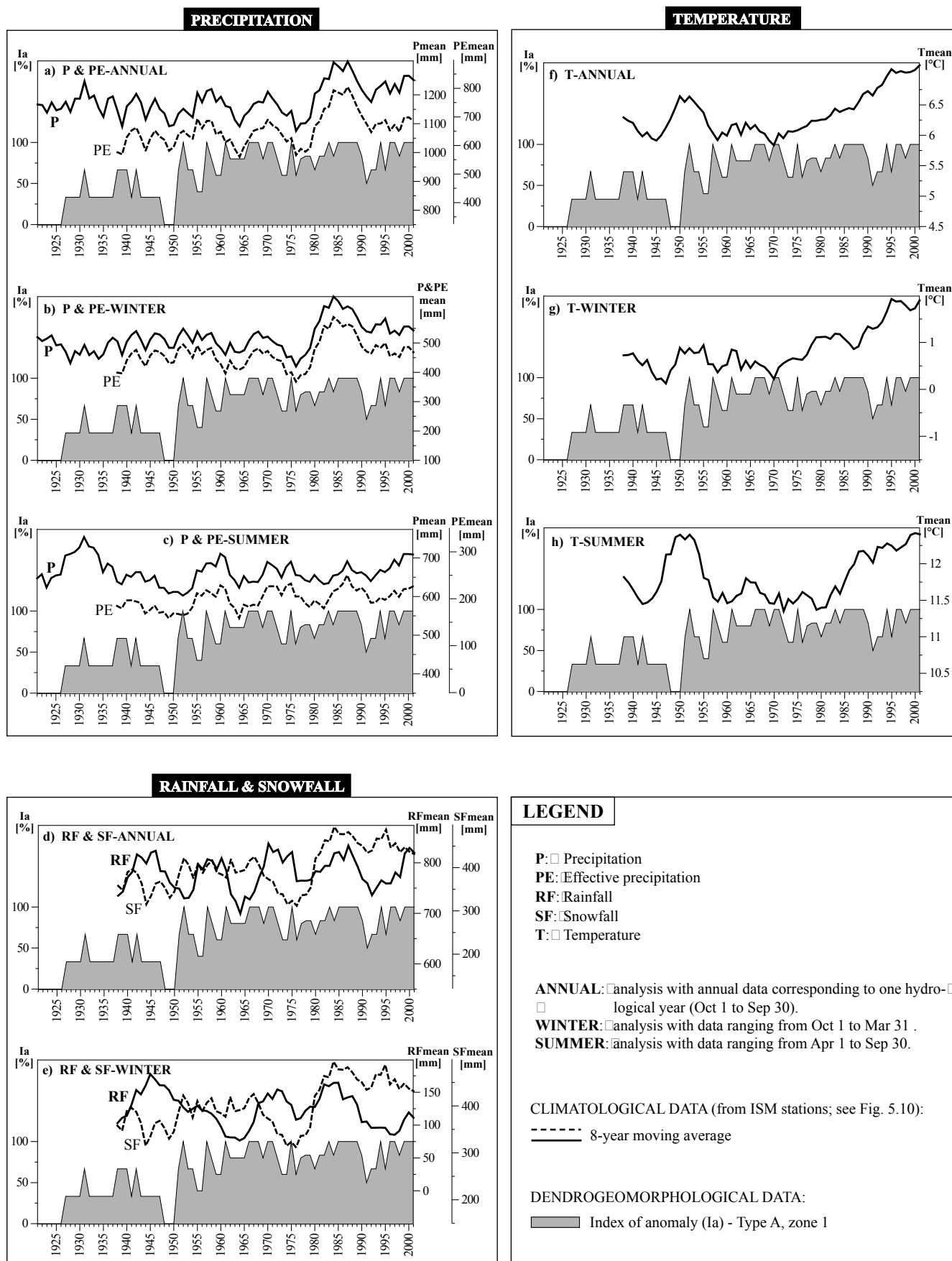


Fig. 5.11 Villarbeney landslide: Medium-term comparisons between main climatic parameters, such as precipitation, rainfall, snowfall and temperature, and activity deduced from dendrogeomorphological analyses (type-A, zone 1: Fig. 5.8 and 5.9). All climatic curves are characterized by a 8-year moving average.

(b et c), le lien est sensiblement moins net et aucune des deux saisons ne semble prévaloir; en effet, que ce soit l'évolution des précipitations estivales ou hivernales, les corrélations sont de qualité plus ou moins identiques. Quant aux données relatives aux chutes de pluie et de neige, représentées par les graphiques d et e, les résultats ne démontrent pas non plus d'influence particulière, car si la période antérieure à 1975-1980 semble indiquer une influence plus marquée de la neige, l'activité de la fin du 20^{ème} siècle est plutôt liée aux variations pluviométriques, et plus particulièrement à l'évolution des pluies annuelles. Par contre, au niveau semestriel, il apparaît clairement que les pluies estivales (c) ont une incidence plus forte sur l'activité du glissement que les pluies hivernales (e), certainement en raison de la différence d'apport (en moyenne 700 mm d'eau en été et 125 mm en hiver). Pour ce qui est des températures, les comparaisons ne démontrent aucun lien apparent entre l'activité du glissement et les variations de températures, que ce soit au niveau des moyennes mobiles annuelles ou semestrielles. Cette observation est en accord avec les résultats précédents qui démontrent que l'augmentation des pluies hivernales aux dépens de la neige n'a aucune, ou très peu, d'incidence sur l'activité du glissement.

Evolution sur le court terme

Il n'a pas été possible de mettre en relation l'activité du glissement, et plus particulièrement les phases d'accélération, avec l'évolution des conditions climatiques de court terme, à savoir les variations d'ordre saisonnier à annuel. Plusieurs raisons peuvent être à l'origine de cette absence de corrélation, les deux principales étant les suivantes:

- le nombre d'arbres échantillonnés étant très restreint (6 au total), il est possible que les résultats dendrogéomorphologiques ne soient pas suffisamment précis pour permettre des corrélations aussi fines. En outre, on a pu observer sur le glissement du Hohberg qu'il était délicat d'étudier les variations annuelles d'activité au moyen des résultats des analyses dendrogéomorphologiques car, lors de forte déstabilisation des arbres, un retard peut apparaître au niveau de la production du bois de compression. Ce retard, s'il existe, équivaut généralement à une année; il peut être de plusieurs années si le tilting de l'arbre est extrême mais, dans ce cas, la période précédant la formation de bois de compression est caractérisée par des cernes à croissance réduite (SHRODER, 1978; Chap. 2.4.1), identifiables lors du calage dendrochro-

nologique. Néanmoins, un décalage d'une année sur les indices d'anomalie peut être suffisant pour perturber les corrélations.

- Il est possible que le glissement soit très peu sensible aux variations climatiques de court terme. Il a été démontré plus haut que l'activité du glissement sur le moyen terme est influencée par les valeurs de précipitations cumulées sur une période d'environ 8 ans. Comparativement au glissement du Hohberg qui démontre une influence des conditions climatiques établies sur une vingtaine d'années, le glissement de Villarbeney est réagit donc plus rapidement aux variations climatiques, probablement en raison de son volume plus restreint. On peut alors supposer que l'activité du glissement soit plutôt régie par les conditions de très court terme, d'ordre journalier à mensuel, que celles de court terme.

Evolution sur le très court terme

Les accélérations sont généralement initiées par des conditions météorologiques de très court terme défavorables, par exemple suite à une période de fonte associée à de fortes pluies. Cependant, pour établir un lien entre ces conditions et le déclenchement des accélérations, il est nécessaire de connaître avec précision l'évolution des mouvements du glissement, ce qui demande un suivi géodésique rigoureux. Dans le cas du glissement de Villarbeney, des mesures régulières de déplacement ont été réalisées durant trois années, de juillet 1977 à août 1980, au rythme de une à deux campagnes par an (Chap 5.1.5; Fig 5.6). Mais ces mesures n'ont malheureusement mis en évidence aucune accélération impliquant l'ensemble du glissement; au contraire, les vitesses enregistrées démontrent une tendance générale à la décélération. Par conséquent, il n'a pas été possible de déterminer les conditions propices au déclenchement d'une accélération.

5.1.9. Evaluation du danger

L'évolution de l'activité du glissement au cours de ces deux dernières décennies est mise en évidence par les résultats des analyses dendrogéomorphologiques (Chap. 5.1.6). Ils indiquent deux tendance bien distinctes, avec d'une part un net ralentissement des mouvements au niveau du couloir nord et, d'autre part, le maintien d'une activité soutenue dans le couloir sud (Fig. 5.9). Cette observation est confortée par les mesures géodésiques réalisées entre juin et octobre 2000 qui démontrent des vitesses quasi nulles

dans le couloir nord alors qu'elles atteignent plus de 20 cm/an dans la partie inférieure du couloir sud (Fig. 5.7). Comparativement à la période 1977-1980 où les mouvements qui affectaient le couloir nord oscillaient entre 1 et 3 m/an (Fig. 5.6), le glissement de Villarbeney se trouve actuellement dans une situation de relative passivité, le danger venant avant tout des instabilités annexes au glissement principal qui menacent sérieusement le quartier amont du village de Villarbeney. Néanmoins, même si l'intensité des mouvements s'atténue progressivement vers l'aval, le front du glissement principal, et plus particulièrement la langue sud, constitue un danger potentiel vis-à-vis de la route cantonale (Fig. 5.1). En effet, étant donné la faible distance qui les sépare, une accélération manifeste du glissement pourrait occasionner des dégâts notoire. Cependant, cette situation ne demande pas l'exécution immédiate de travaux d'assainissement mais simplement un suivi géodésique afin d'observer l'évolution des mouvements et de repérer d'éventuels changements de comportement. L'implantation d'un réseau GPS paraît la mesure la mieux adaptée pour avoir connaissance de l'évolution des vitesses dans la partie inférieure du glissement. Entre 10 et 15 points de mesure seraient probablement suffisants pour un suivi de l'activité du front du glissement. L'utilisation d'un système de visée (le théodolite par exemple) n'est pas idéale car la présence du lac de la Gruyère en aval du glissement ne permet pas l'installation d'une station de base à proximité du site. En ce qui concerne la partie supérieure et intermédiaire du glissement, l'omniprésence de forêt réduit considérablement les possibilités de mesure. Le plus simple serait d'installer deux systèmes de mesures de distance par câble (Chap. 3.4.1; Fig. 3.8), l'un au niveau de la zone de transit du couloir nord et l'autre le long du couloir sud. Ces mesures ont l'avantage de fournir des enregistrements en continu pour une installation simple et un coût très modeste.

5.2. GLISSEMENT DE FALLI HÖLLI

Le glissement de Falli Hölli est devenu célèbre suite à la crise catastrophique survenue en printemps-été 1994 qui a causé la destruction de tout un lotissement de résidences secondaires et d'un restaurant (Ann. 22). Il a fait l'objet de très nombreuses investigations et plusieurs publications ont été élaborées sur le sujet, dont notamment RAETZO & LATELTIN (1994), CARON & LOUP (1995), LATELTIN &

BONNARD (1995), RAETZO et al. (1995); BONNARD et al. (1995), BEZZOLA et al. (1996), RAETZO & LATELTIN (1996), VUILLET & BONNARD (1996), LATELTIN et al. (1997a et b), DAPPLES et al. (2001). Outre ces publications, le glissement de Falli Hölli a constitué le thème central de la thèse de doctorat de RAETZO-BRÜLHART (1997) réalisée dans le cadre du programme PNR 31.

5.2.1. Situation et description du glissement

Le glissement de Falli Hölli se situe dans les Préalpes fribourgeoises, environ cinq kilomètres au nord-ouest du Schwarzsee (Fig. 4.1). Il prend naissance à près de 1640 m d'altitude, à l'extrémité nord de la crête du Schwyberg, et s'étend jusqu'à la rivière du Höllbach vers 1000 m d'altitude (Fig. 5.12 et Ann. 23). Avec une longueur de 2 km et une largeur

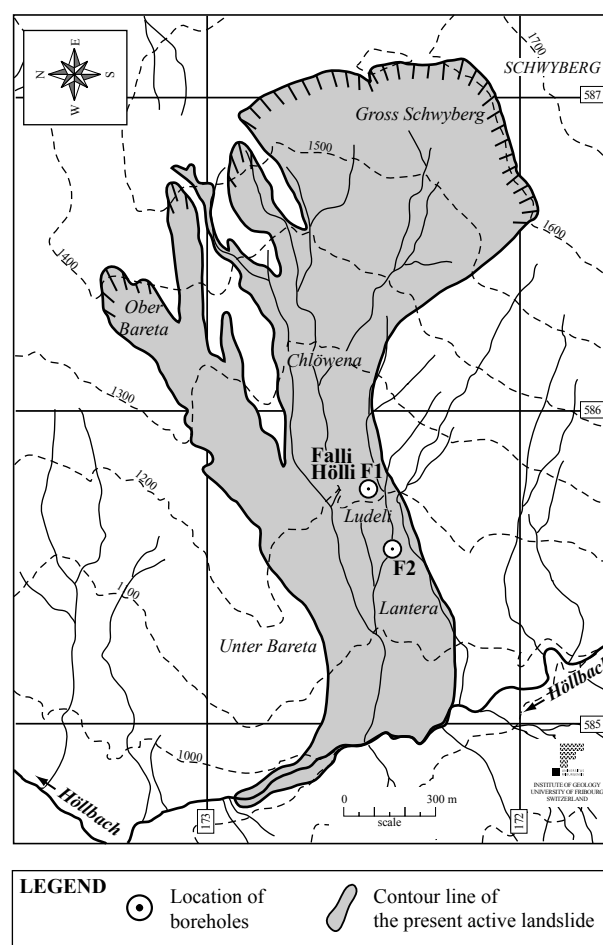


Fig. 5.12 Extension of the Falli Hölli landslide with location of drillings F1 and F2.

maximale de 700 m, le glissement de Falli Hölli concerne un volume important de matériel meuble, estimé à 33 millions de m³ (LATELTIN et al., 1997a). Le substratum rocheux est constitué de dépôts turbiditiques appartenant au Flysch du Gurnigel. L'agencement structural, représenté par une succession d'écaïlles monoclinales quasi perpendiculaires à la pente, est plutôt favorable à la stabilité du versant (Fig. 5.13). Morphologiquement, les faciès gréseux, représentés surtout par le "Thanétien", définissent des crêtes et des seuils alors que les autres formations, plus marneuses, forment des combes ou des pentes plus douces. Un descriptif détaillé des lithologies du Flysch du Gurnigel est présenté dans le chapitre 4.2 relatif au glissement du Hohberg. Bien que ne participant pas directement au glissement, le Flysch du Gurnigel fournit un substratum propice aux phénomènes d'instabilités. En effet, la dominance marneuse qui caractérise cette unité favorise les processus d'érosion, permettant aux anciens glaciers de laisser une empreinte marquée (surcreusements et remplissage par des matériaux meubles). De plus, les dépôts issus de cette érosion sont riches en argiles et par conséquent très peu perméables. L'accumulation des formations superficielles depuis le retrait glaciaire s'est faite par la combinaison de divers processus: une moraine compacte, héritée de l'activité de glaciers locaux, repose directement sur le substratum rocheux; puis se succèdent différents types de dépôts gravi-

taires, tels que des éboulis, des dépôts de coulées boueuses, laves torrentielles et glissements de terrain (RAETZO-BRÜLHART, 1997).

5.2.2. Mesures de déplacement

Diverses mesures géodésiques ont été entreprises sur le site de Falli Hölli lors de l'accélération de 1994. On note essentiellement des analyses photogrammétriques, réalisées dans le cadre du projet PNR 31 "VERSINCLIM" (NOVERRAZ et al., 1998), des mesures de distance ainsi que des mesures GPS, effectuées conjointement par l'Institut de Géologie de Fribourg, le Bureau des Autoroutes du Canton de Fribourg (BAR) et l'Office des Constructions et de l'Aménagement du Territoire (OCAT). Concernant les mesures GPS, près de 100 points ont été implantés sur l'ensemble du site et une grande partie ont été suivis lors de 15 campagnes de mesures réparties entre mai et novembre 1994. Les résultats de ces mesures sont synthétisés dans la figure 5.14 par trois courbes représentant respectivement les vitesses de la partie supérieure (au-dessus de 1400m), intermédiaire (dans le village de Falli Hölli) et inférieure (en-dessous de 1200 m) du glissement (Fig. 5.12 et Ann. 23). L'évolution des vitesses indique une différence très nette de comportement entre la partie supérieure et le reste du glissement. En effet, si l'activité du haut du glissement démontre une évolution relativement

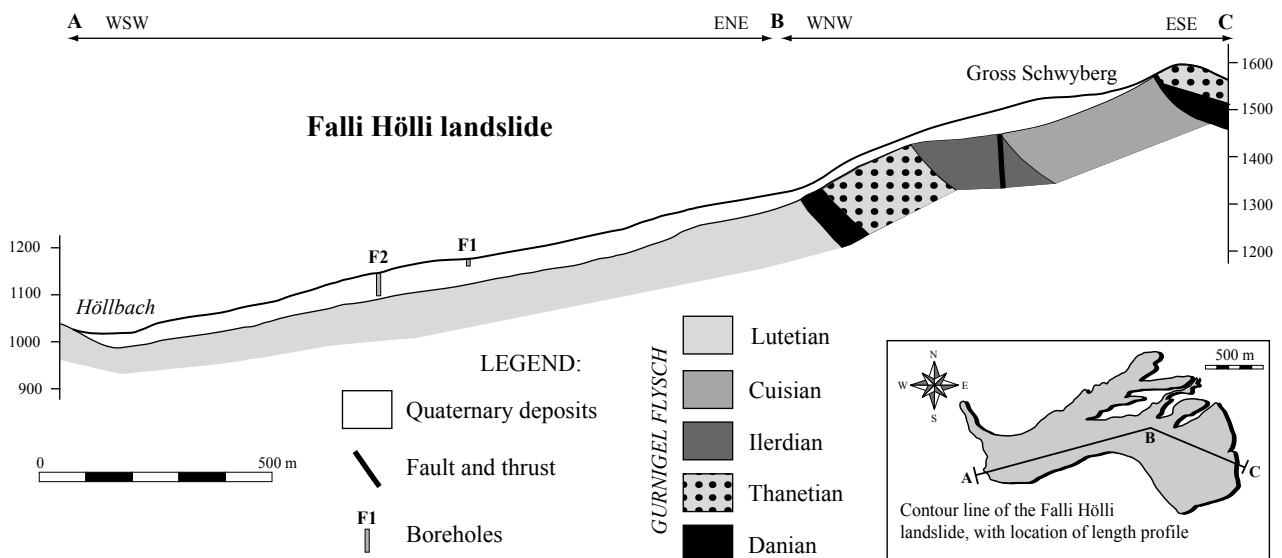


Fig.5.13 Long profile of the Falli Hölli landslide with location of boreholes, quaternary surface layer and geological structures of the bedrock (after RAETZO-BRÜLHART, 1997).

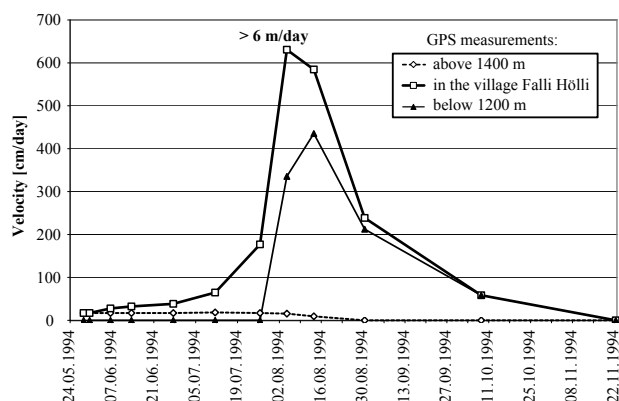


Fig. 5.14 Falli Hölli landslide: velocities evolution during the major crisis of 1994 (LATELTIN et al., 1997).

régulière, les secteurs situés plus en aval révèlent une phase paroxysmale spectaculaire, durant laquelle des vitesses de plus de 6 m/jour ont été enregistrées. Cette différence d'évolution entre la partie supérieure et inférieure du glissement est induite par la présence d'une barre gréseuse du "Thanétien" qui forme un seuil morphologique (Fig. 5.13).

5.2.3. Analyse dendrogéomorphologique

Suite à la crise catastrophique de 1994, 7 échantillons de bois ont été récoltés sur des épicéas actuels,

tous sous la forme de rondelles. La campagne d'échantillonnage a été effectuée par H. Raetzo (UNIFR) durant l'automne 1995. Une première analyse, axée uniquement sur les bois de compression, a ensuite été réalisée et les résultats ont été présentés dans sa thèse de doctorat (RAETZO-BRÜLHART, 1997). Pour exploiter au maximum les informations livrées par les rondelles, il a été jugé utile de reprendre l'ensemble des échantillons pour une étude plus approfondie. Les résultats présentés dans ce chapitre proviennent donc exclusivement de cette nouvelle analyse, développée spécifiquement pour ce projet. La méthodologie de l'analyse est décrite en détail dans le chapitre 2 "Dendrogéomorphologie".

Comme pour le glissement de Villarbeney, aucun échantillon "non perturbé" n'a été prélevé lors de la campagne, ce qui nous a contraint à réaliser un calage dendrochronologique en comparant mutuellement les épaisseurs moyennes des cernes de chaque échantillon (ligne m, Fig. 2.4). Cette opération s'est révélée positive étant donné qu'aucun faux cerne ou cerne manquant n'a été recensé et que tous les arbres ont pu être datés. Chaque échantillon a ensuite été soumis à l'analyse des bois de compression et de l'excentricité. Les résultats sont illustrés par deux types de graphiques mettant en évidence, d'une part, l'évolution générale de l'activité du glissement (type A; Chap. 2.6.1) et, d'autre part, l'intensité

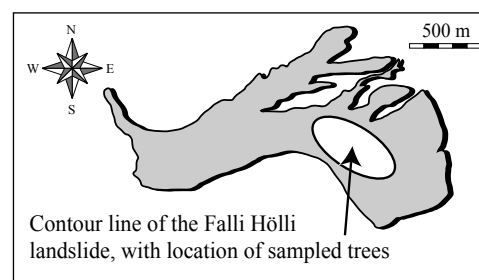
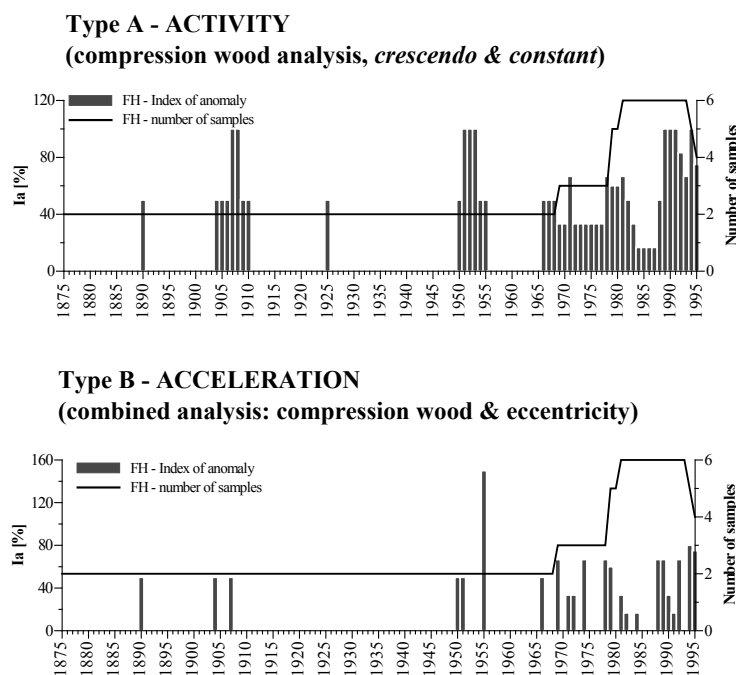


Fig. 5.15 Relative activity and acceleration of the Falli Hölli landslide, between 1875 and 1995, deduced from dendrogeomorphological analyses. **Type A** shows, for each year, the percentage of disturbed trees presenting compression wood ("crescendo & constant"). **Type B** shows, for each year and in percent, the number of disturbed trees with anomaly increase multiplied by an intensity coefficient (Chap. 2).

des accélérations (type B; Chap. 2.6.2). Le nombre d'échantillons étant très peu élevé, l'interprétation des résultats demande une certaine prudence, surtout au niveau de l'ampleur des variations des indices d'anomalie qui peut être démesurée par rapport à l'évolution réelle de l'activité. Néanmoins, l'utilisation de rondelles entières permet d'obtenir des informations complètes (contrairement aux carottes qui n'en dévoilent qu'une partie) et, même si le nombre d'échantillons est restreint, les résultats peuvent être considérés comme des indicateurs authentiques d'activité. Mais pour cela, un choix judicieux des arbres lors de l'échantillonnage ainsi qu'une analyse minutieuse sont indispensables.

L'évolution du glissement de Falli Hölli est représentée par trois phases principales d'activité (Fig. 5.15, type A): la période 1904-1910, 1950-1955 et 1966 à 1995, cette dernière étant caractérisée par une légère accalmie au milieu des années 1980 suivie d'une phase très active au début des années 1990. Les accélérations, mises en évidence par les résultats du type B, coïncident plus ou moins avec ces résultats, à l'exception de l'année 1955 qui révèle un indice d'anomalie particulièrement important. On remarque également que l'année 1995 est représentée par un indice d'anomalie élevé, presque aussi élevé que celui de l'année 1994 correspondant à la crise catastrophique. On observe donc un effet de retard, où certains arbres n'ont pas réagi immédiatement suite à l'événement majeur de 1994 et l'enregistrement des anomalies s'est reporté sur l'année suivante.

5.2.4. Relation activité – climat

La méthode d'analyse de la relation activité-climat est la même que celle appliquée sur le glissement du Hohberg (Chap. 4.8) et de Villarbeney (Chap. 5.1.8), à savoir évaluer l'influence de chaque paramètre climatique (tels que les précipitations, la température, les chutes de pluie et de neige) sur l'évolution de l'activité du glissement, à la fois sur le moyen terme (échelle pluriannuelle), le court terme (échelle saisonnière à annuelle) et le très court terme (échelle journalière à mensuelle). Le glissement de Falli Hölli étant situé à proximité de la station météorologique du Rotenbach (WSL; Fig. 4.1), les données climatologiques prises en compte pour cette analyse sont les mêmes que celles utilisées pour le glissement du Hohberg. Elles sont présentées dans le chapitre 4.7 et synthétisées dans le tableau de la figure 4.23.

Evolution sur le moyen terme

Sur la base des données de précipitations, des essais de corrélations ont été effectués afin de déterminer le nombre d'années à moyenniser. Les résultats de ces essais ont démontré un lien privilégié entre la courbe des moyennes mobiles sur 15 ans et les résultats de l'analyse dendrogéomorphologique de type A, autrement dit entre les précipitations accumulées sur 15 ans et l'évolution générale de l'activité du glissement. Tous les paramètres climatiques ont ensuite été confrontés à la courbe d'activité par l'intermédiaire de la moyenne mobile sur 15 ans. Les résultats sont illustrés par des graphiques (Fig. 5.16) avec, d'une part, les comparaisons concernant les moyennes annuelles et, d'autre part, celles se rapportant aux données semestrielles. Vu le nombre restreint d'échantillons intégrés dans l'analyse dendrogéomorphologique, la qualité des corrélations n'est pas optimale et l'influence de chaque paramètre climatique doit être considérée de manière relative.

De l'ensemble des graphiques, la moyenne mobile des précipitations annuelles (a) est la courbe qui se corrèle le mieux avec l'évolution des indices d'anomalie. Au niveau semestriel, on observe une relation plus marquée des précipitations hivernales (b), comparativement aux valeurs estivales qui ne suivent pas la même tendance. Cette différence, déjà observée sur le glissement du Hohberg, est probablement due à une plus grande variabilité des valeurs hivernales. Les chutes de pluie et de neige suivent une évolution très différente mais aucune des deux courbes ne semble se corréliser intégralement avec celle de l'activité. En effet, si l'activité du glissement démontre un lien plus marqué avec l'évolution des chutes de neige jusqu'au milieu des années 1980, la fin du 20^{ème} siècle semble plutôt indiquer une influence des conditions pluviométriques. Au niveau de la répartition des pluies, il est difficile de reconnaître une influence particulière de l'une ou l'autre des saisons car, que ce soit les variations hivernales (e) ou estivales (c), la relation avec la courbe des indices d'anomalie n'est pas vraiment établie. La seule évidence concerne la fin du 20^{ème} siècle où l'augmentation très nette de l'activité coïncide avec la courbe des pluies, alors que les précipitations estivales ne montrent aucune tendance à la hausse. Enfin, pour ce qui est des températures, les comparaisons indiquent un lien probable entre l'activité du glissement et les phases de réchauffement, surtout au niveau des moyennes mobiles annuelles et hivernales. L'influence directe de la température sur l'activité du glissement est liée essentiellement aux conditions hivernales. En effet,

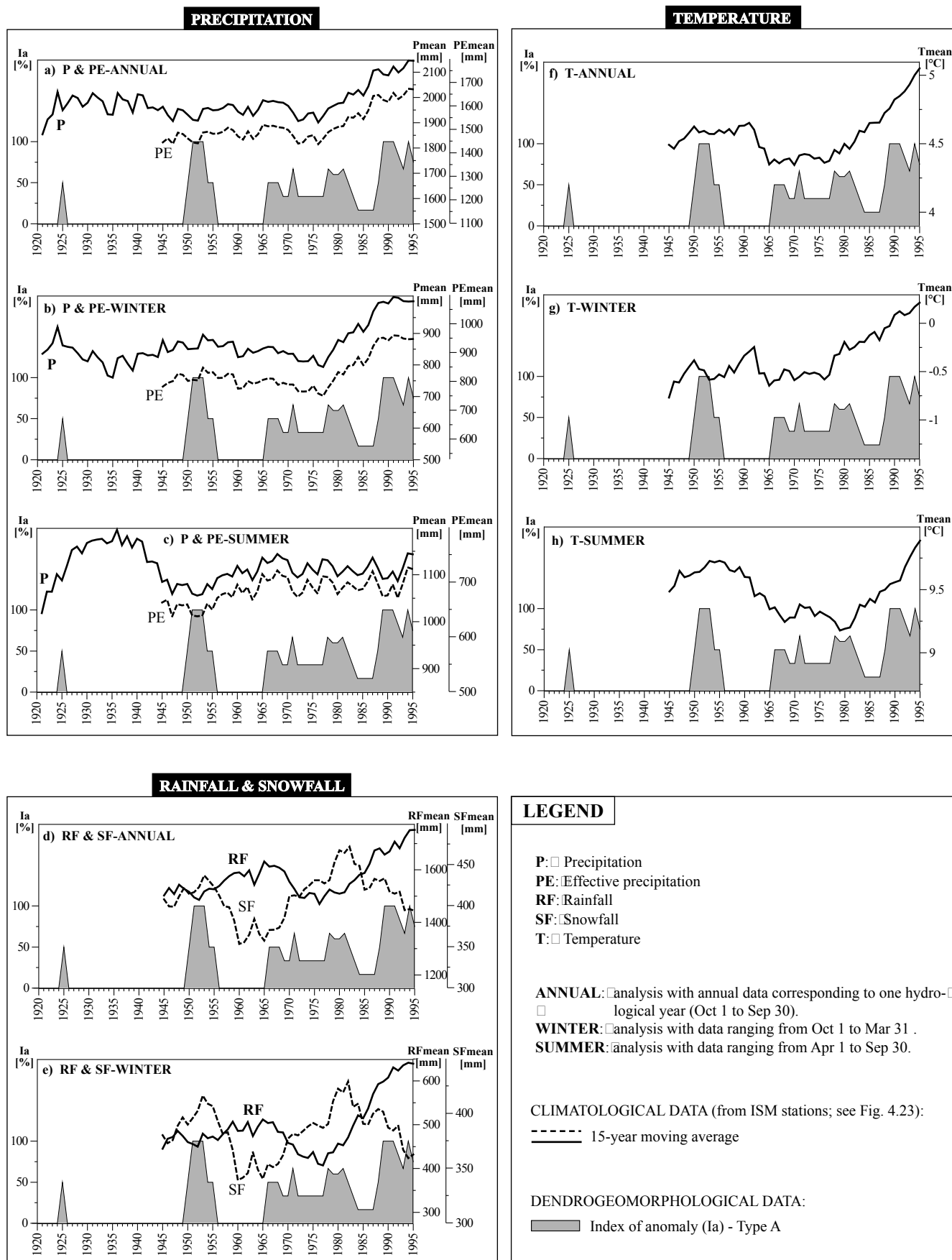


Fig. 5.16 Falli Hölli landslide: Medium-term comparisons between main climatic parameters, such as precipitation, rainfall, snowfall and temperature, and activity deduced from dendrogeomorphological analyses (type-A: Fig. 5.15). All climatic curves are characterized by a 15-year moving average.

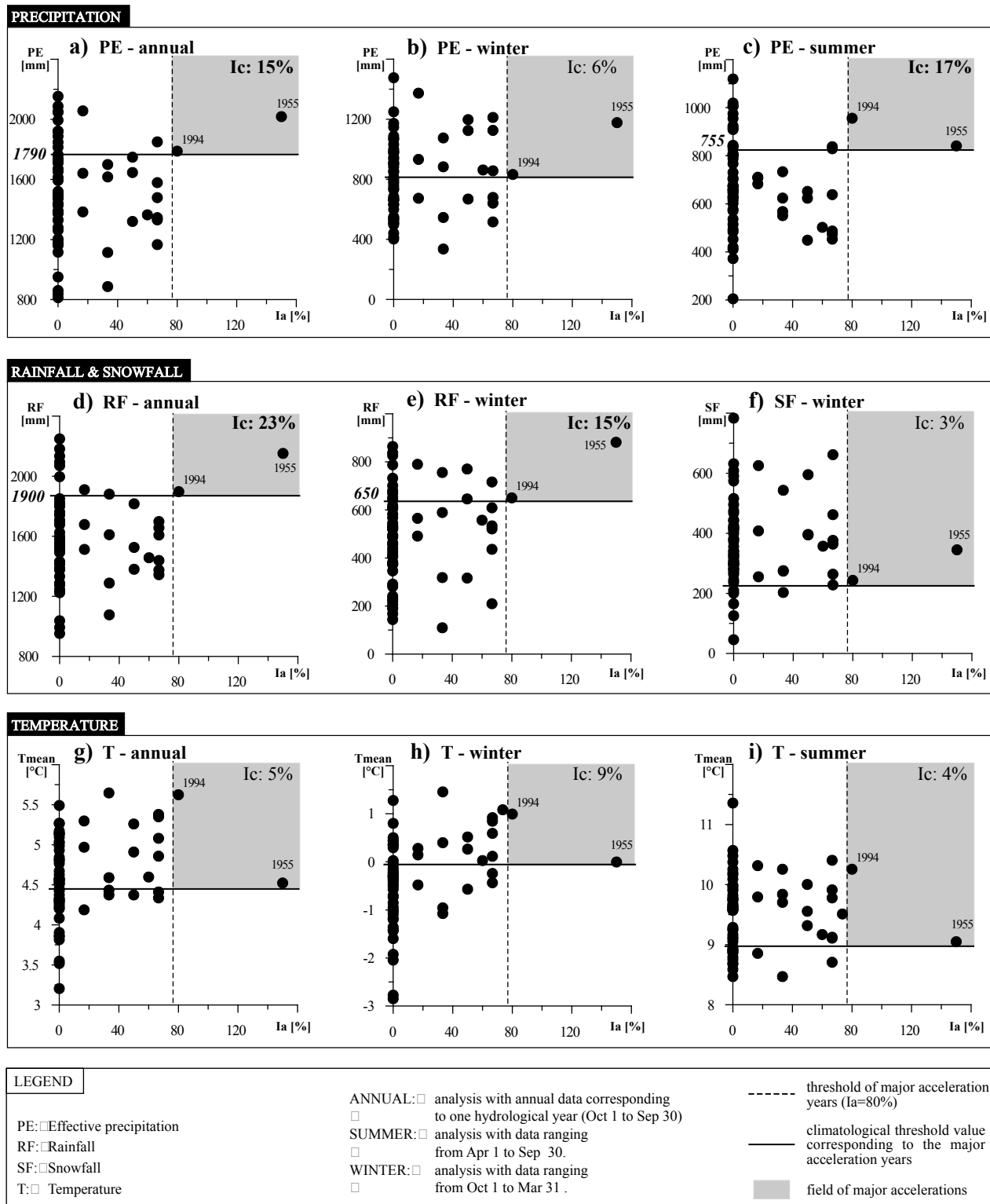


Fig. 5.17 Falli Hölli landslide: Short-term comparisons between main climatic parameters (annual and half-yearly data from ISM stations; Fig. 4.23) and activity deduced from dendrogeomorphological analyses (type-B; Fig. 5.15). Plotted points on each graph represent the years 1931 to 1994. The Ic value is an index of correlation which represents the percentage of years plotted in the field of major accelerations (grey zone), compared to all years situated above the threshold value.

ces dernières peuvent jouer un rôle important dans la capacité d'infiltration du terrain, en agissant sur la durée de gel du sol. Un hiver très doux aura pour conséquence une diminution du temps de gel du terrain, se traduisant par un taux d'infiltration plus élevé.

Evolution sur le court terme

L'évolution générale de l'activité, au cours du siècle, est régie en grande partie par les variations climatiques de moyen terme. Cependant, ces relations ne suffisent pas à expliquer les variations annuelles d'activité, représentées par les résultats de l'analyse dendrogéomorphologique de type B (Chap. 5.2.3; Fig. 5.15). Il est donc nécessaire de mettre en relation ces résultats avec les données climatologiques de court terme. La méthode utilisée pour établir ces corrélations est la même que celle appliquée sur le glissement du Hohberg (Chap. 4.8.3): dans un premier temps, les données annuelles et semestrielles des différents paramètres climatiques ont été confrontées aux valeurs d'indices d'anomalie du type B (Fig. 5.17). Puis, une limite seuil d'indice d'anomalie a été définie afin de départager les années très actives des autres. Cette limite a été fixée ici à 80 % car seules les années 1955 et 1994 présentaient des indices d'anomalie nettement plus élevés que la moyenne. Il faut préciser que l'année 1995 n'a pas été retenue dans cette analyse car il est évident que son indice

d'anomalie élevé découle de l'événement majeur de 1994. L'influence du paramètre climatique est ensuite déterminé au moyen d'un indice de corrélation (I_c) qui rapporte le nombre d'années "actives", dans le cas présent les deux années du champ des accélérations majeures, sur l'ensemble des années situées en dessus de la valeur seuil climatologique. Plus l'indice est élevé, plus l'influence du paramètre climatique traité est manifeste.

Les confrontations successives ont permis de mettre en évidence quatre paramètres climatiques présentant des indices de corrélation relativement élevés. Il s'agit des précipitations annuelles (a), des précipitations estivales (c), des pluies annuelles (d) et des pluies hivernales (e). Les paramètres climatiques les moins influents sont donc les chutes de neige et la température.

Evolution sur le très court terme

Les premiers signes manifestes de la crise de 1994 ont été observés au cours du mois de mai. Par la suite, des mesures géodésiques ont permis d'établir un suivi très précis de l'évolution des vitesses (RAETZBRÜHLHART, 1997; Fig. 5.14). Le déclenchement de cet événement majeur est lié à des conditions climatiques de très court terme défavorables; ces dernières sont illustrées par le graphique de la figure 5.18:

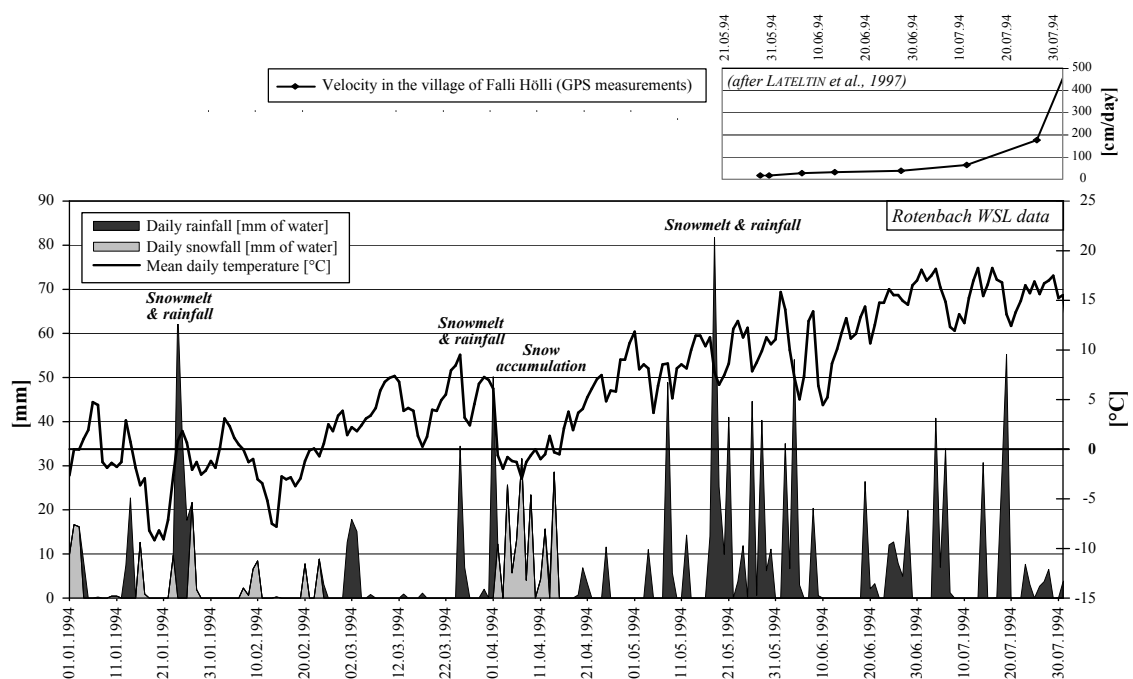


Fig. 5.18 Meteorological conditions preceding the major crisis of 1994.

- Le mois de janvier a été marqué par une grande variabilité de la température, ce qui a entraîné une alternance entre chutes de neige et fonte. Par ailleurs, ce mois est caractérisé par une pluviosité très élevée correspondant à près de 3 fois la moyenne de janvier entre 1931 et 2001. La majorité de ces pluies se sont déversées sur une période de 5 jours, entre le 23 et le 27 janvier.

- Le mois de février n'a pas été sujet à des conditions météorologiques particulières, ces dernières étant conformes à la norme 1931-2001.

- Le mois de mars a été caractérisé par une douceur extrême, avec une température moyenne mensuelle 5 fois plus élevée que celle de la norme 1931-2001 (3.8°C pour 0.8°C en moyenne). Ces conditions très douces ont occasionné une fonte intensive du manteau neigeux.

- A l'inverse, le mois d'avril a été très froid, avec une température moyenne mensuelle environ 4 fois inférieure à la norme 1931-2001 (1.1°C pour 4°C en moyenne). Mais surtout, ce mois a été marqué par des chutes de neiges importantes (5 fois supérieures à la norme 1931-2001).

- Entre la fin avril et la mi-mai, la température a largement augmenté, générant la fonte des neiges

accumulées précédemment. Puis, du 17 mai au 4 juin, les chutes de pluie ont été excessivement abondantes, déversant près de 400 mm d'eau en l'espace de 20 jours. Ces conditions extrêmes du mois de mai ont sans aucun doute constitué le facteur déterminant du déclenchement de la crise de 1994. Par effet d'inertie, cette masse en mouvement a ensuite subi une augmentation exponentielle des vitesses jusqu'au début du mois d'août où l'activité du glissement a atteint son paroxysme.

5.2.5. Evaluation du danger

Actuellement, le glissement de Falli Hölli ne constitue pas un danger réel car plus aucune habitation ou autre objet de valeur n'y est implanté. De plus, suite à l'événement catastrophique de 1994, le glissement, bien qu'il ne soit pas stabilisé, est beaucoup plus passif. Le seul risque potentiel vient éventuellement de la rivière du Höllbach qui peut être obstruée par des phénomènes d'activité superficielle liés au glissement. En effet, une coulée de boue ou une lave torrentielle pourrait créer un barrage dans le lit du Höllbach, ce qui pourrait occasionner des dégâts importants dans la vallée en cas de rupture. Néanmoins, on peut estimer qu'un suivi rigoureux de l'évolution du glissement n'est pas absolument nécessaire.

6 - DISCUSSION ET SYNTHÈSE

6.1. BILAN CRITIQUE DES RELATIONS ACTIVITÉ - CLIMAT

Des essais de corrélations entre l'activité des glissements de terrain et les conditions climatiques ont été entrepris, à la fois sur le moyen, le court et le très court terme. La variation de l'activité sur le très court terme a été déterminée par les mesures de déplacement alors que l'évolution sur le court et le moyen terme a été mise en évidence par les résultats de l'analyse dendrogéomorphologique. Les paramètres climatiques utilisés pour les relations ont été définis à partir des valeurs mensuelles et journalières de précipitations et de températures. La fiabilité des corrélations est donc dépendante de la précision des mesures de déplacement et de celle des analyses dendrogéomorphologiques, ainsi que de la qualité des données climatologiques.

6.1.1. Mesures de déplacement

La fiabilité des mesures de déplacement, discutée en détail dans le chapitre 3, est dépendante de la méthode utilisée et du pas de mesure choisi. Au niveau des méthodes utilisées, on peut estimer que toutes les mesures ont été suffisamment précises pour établir des corrélations fiables. En revanche, le pas de mesure n'était pas toujours idéal, notamment au glissement de Villarbeney où seules 4 à 5 campagnes de mesures ont été réalisées entre 1977 et 1980. En conséquence, les corrélations sur le très court terme n'ont pas pu être établies. En effet, pour déterminer l'influence des conditions climatiques sur le déclenchement d'une accélération, un pas de mesure très serré est nécessaire (au minimum une campagne par mois), l'idéal étant bien sûr d'avoir des enregistrements en continu. Ces conditions ont été parfaitement remplies en ce qui concerne les deux autres

sites d'étude, avec une série de campagnes GPS très rapprochées sur le glissement de Falli Hölli et des enregistrements laser en continu (DICLAS) sur le glissement du Hohberg.

6.1.2. Analyse dendrogéomorphologique

La méthode d'analyse dendrogéomorphologique développée dans cette étude est basée sur deux types de représentation, l'un mettant en évidence l'évolution générale de l'activité du glissement (type A; Chap. 2.6.1), l'autre représentant la variation des intensités des accélérations (type B; Chap. 2.6.2). L'analyse de type A, qui est une méthode couramment utilisée dans le domaine de la dendrogéomorphologie, permet uniquement l'étude de relations sur le moyen terme, car les variations annuelles d'activité ne sont pas mises en évidence. En revanche, la méthode de type B permet des corrélations plus fines, étant donné que chaque année est définie par un facteur d'intensité. Cette dernière a donc été utilisée afin d'établir des corrélations sur le court terme:

Globalement, les résultats se sont révélés positifs mais, toutefois, un élément perturbateur non négligeable a été relevé lors de l'interprétation. Il s'agit d'un phénomène de retard lié à la production de bois de compression qui apparaît, parfois, lors d'une forte déstabilisation de l'arbre. Ce retard, qui est généralement d'une année, ne peut être détecté qu'au moyen de mesures réelles de déplacement. Cependant, il ne concerne généralement qu'une partie des échantillons et les accélérations majeures peuvent, en principe, être identifiées. Le meilleur exemple est illustré par les résultats obtenus sur le site du Hohberg (Fig. 4.21) où l'année 2000 révèle un indice d'anomalie élevé alors que l'accélération majeure a eu lieu l'année précédente. Il y a donc un effet de retard mais, comme

l'année 1999 présente un indice d'anomalie également très élevé (même supérieur à celui de l'année 2000), l'accélération de 1999 est tout de même reconnue. Ainsi, seule une partie des arbres a réagi avec un temps de retard. Bien que ce phénomène soit perturbateur, les essais de corrélations effectués sur les glissements du Hohberg et de Falli Hölli ont démontré que l'analyse de type B était un moyen efficace pour l'étude des variations annuelles d'activité. Il faut néanmoins être prudent lors de l'interprétation des résultats et tenir compte de cet effet de retard.

Outre le phénomène de retard, la fiabilité des résultats est liée à la qualité et au nombre d'échantillons. Sur les trois sites d'étude, les échantillons peuvent être considérés comme exemplaires, d'un point de vue qualitatif, car ils ont tous été recueillis sous la forme de rondelles entières. Au niveau quantitatif, il est clair que le glissement du Hohberg, avec ses 51 échantillons, est bien représenté. En revanche, sur les glissements de Villarbeney et de Falli Hölli, où respectivement 10 et 7 échantillons ont été récoltés, il aurait été souhaitable d'effectuer une campagne d'échantillonnage supplémentaire.

6.1.3. Analyse climatologique

Les différents paramètres climatiques ont été déterminés à partir des données brutes de précipitation et de température. La fiabilité de l'analyse climatologique dépend donc, d'une part, de la précision des valeurs brutes, qui est principalement liée à la distance qui sépare la station météorologique du site d'étude, et, d'autre part, de la méthode utilisée pour le calcul des paramètres. Cette dernière ayant déjà été discutée dans le chapitre 4.7 se rapportant au glissement du Hohberg, on considère ici uniquement la précision des valeurs brutes qui constitue le paramètre le plus susceptible de varier entre deux sites.

Pour les relations sur le très court terme, les données brutes ont été fournies par une station météorologique située à proximité du site d'étude. Il s'agit de la station du Rotenbach (WSL) pour les glissements du Hohberg et de Falli Hölli et de la station de Broc (ISM) pour le glissement de Villarbeney. La fiabilité de ces données est relativement bonne étant donné que les stations respectives sont distantes de moins de 4 km des sites d'étude. En revanche, pour les corrélations de court et moyen terme, il a été nécessaire d'avoir recours à d'autres stations météorologiques, plus éloignées, afin de compléter les données manquantes. En effet, les stations du Rotenbach et de

Broc ne sont en fonction, respectivement, que depuis 1970 et 1969, alors que les stations de Fribourg, Boltigen et Château-d'Oex (ISM) ont été mises en service en 1901 (précipitation) et 1931 (température). La précision de l'analyse climatologique est donc liée au coefficient de corrélation, obtenu par confrontation des valeurs des stations régionales avec celles du Rotenbach et de Broc. Les résultats ont démontré une excellente corrélation pour les valeurs de température, tant au niveau mensuel que journalier. En ce qui concerne les données de précipitation, les sommes mensuelles ont révélé également une très bonne corrélation, à savoir un coefficient de 83 %, valable pour les trois sites. En revanche, les données journalières utilisées pour le calcul des chutes de pluie et de neige indiquent un coefficient nettement inférieur (entre 56 et 58 %). Mais comme elles ont servi uniquement à définir des sommes annuelles et semestrielles, cette imprécision est largement atténuée.

6.2. COMPARAISON ENTRE LES DIFFÉRENTS SITES D'ÉTUDE

L'influence des conditions climatiques sur l'activité des glissements du Hohberg, de Villarbeney et de Falli Hölli est résumée dans le tableau de la figure 6.1. En premier lieu, elle a été définie pour chacun des glissements au niveau du moyen, court et très court terme. Puis, pour chaque terme, l'influence relative des différents paramètres climatiques a été évaluée.

Glissement du Hohberg

L'activité du glissement du Hohberg est liée aux conditions climatiques de moyen, court et très court terme, et le déclenchement d'une accélération majeure, comme celle de 1999 par exemple, intervient quand ces conditions relatives aux trois termes sont défavorables.

Sur le glissement du Hohberg, le moyen terme a été défini pour une période d'environ 20 ans (Ann. 24). Les paramètres climatiques les plus influents sur l'évolution de l'activité sont, sans aucun doute, les précipitations et les pluies annuelles. Par ailleurs, l'influence des précipitations et des pluies hivernales a également été démontrée, contrairement à celles de l'été qui, de par leur faible variabilité, sont moins impliquées dans l'évolution de l'activité. En revanche, il apparaît clairement que l'incidence des variations des chutes de neige est minime, ou en tout cas

HOHBERG	Medium term (20-year)			Short term (1-year)			Very short term
	Annual	Summer	Winter	Annual	Summer	Winter	
Precipitation	++	?	++	++	+	+	++
Rainfall	++	?	++	++	+	+	++
Snowfall	o		o	o		o	+
Temperature	+	+	+	o	o	o	++

VILLARBENEY	Medium term (8-year)			Short term (1-year)			Very short term
	Annual	Summer	Winter	Annual	Summer	Winter	
Precipitation	++	+	+	o	o	o	(++)
Rainfall	+	+	o	o	o	o	(++)
Snowfall	+		+	o		o	(+)
Temperature	o	o	o	o	o	o	(++)

FALLI HÖLLI	Medium term (15-year)			Short term (1-year)			Very short term
	Annual	Summer	Winter	Annual	Summer	Winter	
Precipitation	++	?	++	++	++	o	++
Rainfall	+	?	+	++	++	++	++
Snowfall	+		+	o		o	+
Temperature	+	o	+	o	o	o	++

LEGEND**Relative influence of climatic parameters (corresponding to an increase):**

- ++ major
- + medium
- o minor (or no influence)
- () supposed
- ? not defined

ANNUAL: □ analysis with annual data
□ corresponding to one hydrological year (Oct 1 to Sep 30)

SUMMER: □ analysis with data ranging from Apr 1 to Sep 30

WINTER: □ analysis with data ranging from Oct 1 to Mar 31

Fig. 6.1 Synthetic table showing relative influence of climatic conditions on the activity of Hohberg, Villarbeney and Falli Hölli landslides. All influences are related to an increase of climatic parameters. For medium term, 20-, 8- and 15-year represent the corresponding moving average.

largement moins marquée que celle des pluies. Quant aux températures, les corrélations ont révélé un lien très probable entre l'augmentation de l'activité et le réchauffement sur le moyen terme.

Concernant les variations de court terme, seules les précipitations et les pluies démontrent une incidence certaine sur les phases d'accélération majeure du glissement, tant au niveau des conditions estivales que hivernales. En revanche, la neige et la température indiquent une influence moindre.

Sur le très court terme, l'étude des conditions précédant l'accélération de 1999 a permis de reconnaître une influence pour chacun des paramètres. Les précipitations et les pluies constituent un

facteur important en participant directement à la recharge en eau du glissement. Le rôle de la neige est défini par sa capacité à produire une infiltration massive lors de sa fonte. Quant à la température, son effet est directement lié aux paramètres précédents, en agissant à la fois sur la fonte et la distribution des chutes de pluie et de neige.

Glissement de Villarbeney

En comparaison aux résultats du Hohberg, les essais de corrélation effectués sur le glissement de Villarbeney indiquent des différences manifestes. En premier lieu, l'influence des conditions climatiques de moyen terme a été établie pour une évolution à l'échelle d'environ 8 ans, soit 2 à 3 fois plus courte que celle définie pour le Hohberg (Ann. 24). Ce temps

de réaction plus bref dénote une plus grande sensibilité vis-à-vis des variations climatiques. Le deuxième fait marquant concerne l'absence de corrélation entre l'évolution des températures à moyen terme et l'activité du glissement, alors qu'elle a été reconnue de manière évidente sur le site du Hohberg. Enfin, une troisième différence notoire vient des variations de court terme, pour lesquelles aucune corrélation n'a pu être établie avec les phases d'accélération. Quant au très court terme, les mesures de déplacement n'étaient pas suffisamment nombreuses pour permettre des essais de corrélation; par conséquent, l'influence des conditions climatiques n'a pu être établie. Néanmoins, au vu de la sensibilité du glissement sur le moyen terme, on peut supposer que cette influence existe; il est même fort probable qu'elle soit plus marquée que dans le cas du glissement du Hohberg.

Glissement de Falli Hölli

L'influence des conditions climatiques sur l'activité du glissement de Falli Hölli est plus ou moins similaire à celle du glissement du Hohberg. Dans les deux cas, on observe une incidence très marquée des variations climatiques, à la fois, sur le moyen, le court et le très court terme. De plus, l'importance relative des différents paramètres climatiques de chaque terme est quasi identique. Néanmoins, deux faits peuvent être soulevés témoignant d'une légère différence de comportement à l'égard des conditions climatiques: le premier concerne le nombre d'années liées à l'évolution de moyen terme, qui est d'environ 15 ans pour le glissement de Falli Hölli, alors qu'il avoisine les 20 ans au Hohberg (Ann. 24). Le deuxième fait vient de l'influence relative des pluies et de la neige dans l'évolution de moyen terme. En effet, si la pluie

apparaît, sur le glissement du Hohberg, comme très influente comparativement à la neige, à Falli Hölli, cette différence n'est pas reconnue.

Les analogies observées au niveau du comportement des glissements du Hohberg et de Falli Hölli à l'égard des conditions climatiques sont liées, sans doute, à la présence de nombreuses propriétés intrinsèques similaires, comme le volume de la masse active, la perméabilité du terrain, l'extension du bassin hydrogéologique ainsi que l'altitude, l'orientation et le degré de pente du site (Fig. 6.2). En revanche, le glissement de Villarbeney présente un plus grand nombre de propriétés qui lui sont propres. En effet, si l'orientation et le degré de pente sont plus ou moins identiques aux deux autres sites, d'autres paramètres révèlent des divergences notoires: par exemple, les dimensions du glissement et du bassin hydrographique de Villarbeney sont à peu près 2 fois moins importants que ceux du Hohberg ou de Falli Hölli, ce qui se traduit par un temps de recharge en eaux plus bref et, par conséquent, une réaction plus rapide à l'égard des variations climatiques. Par ailleurs, le glissement de Villarbeney est situé à une altitude inférieure aux deux autres (environ 200 m), ce qui implique des conditions hivernales différentes, notamment au niveau de l'enneigement, de la persistance du gel et du processus de fonte.

6.3. PRÉVISION – HORIZON 2100

Les pronostics quant à l'évolution de l'activité des glissements de terrain au cours du 21^{ème} siècle se basent non seulement sur la connaissance du

	Hohberg	Falli Hölli	Villarbeney
Coordinates	590.100/169.850	586.000/172.500	575.600/164.740
Altitude (mean)	1'300 m a.s.l	1'300 m a.s.l	1'000 m a.s.l
Exposure	West	West	West
Declivity (mean)	25 %	25 %	25 %
Geology	- Quaternary deposits - Gurnigel Flysch - Mélange zone - Préalpes Médiannes	- Quaternary deposits - Gurnigel Flysch	- Quaternary deposits - Ultrahelvétique - Mélange Infrapréalpin frontal - Molasse subalpine
Volume	30 mios m ³	33 mios m ³	10 mios m ³
Watershed dimension	3 km ²	2.5 km ²	1.8 km ²
Vegetation	- Woodland: 40% - Grassland: 60%	before 1994 crisis: - Woodland: 40% - Grassland: 60%	- Woodland: 50% - Grassland: 50%

Fig. 6.2 General characteristics of Hohberg, Falli Hölli and Villarbeney landslides.

comportement passé et actuel des glissements, mais également sur l'évolution des facteurs exerçant une influence sur la stabilité (Chap. 1.4.3). Dans cette étude, les prévisions se consacrent exclusivement au climat, étant donné que l'évolution des autres paramètres est particulièrement difficile (voire impossible) à anticiper.

6.3.1. Prévision sur l'évolution du climat

Des pronostics concernant l'évolution climatique au cours du 21^{ème} siècle ont été élaborés par le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change), créé en 1988 par l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) et le Programme des Nations Unies pour l'Environnement (PNUE). Une première étude a consisté à récolter des données de ces dernières décennies afin de préciser les tendances évolutives des systèmes atmosphériques, climatiques et biophysiques du globe. Une série d'observations a ainsi été établie concernant le 20^{ème} siècle (IPCC, 2001), à savoir:

- Une augmentation de 0.6 ± 0.2 °C de la température moyenne globale, avec un réchauffement plus marqué sur les continents, et notamment dans l'hémisphère nord. Cette ampleur et la rapidité de ce réchauffement n'ont jamais été enregistrées au cours des derniers 1000 ans. Pour la Suisse, il a été observé une augmentation de 1.6 °C en Suisse occidentale, de 1.3 °C en région alémanique et de 1 °C dans le Sud des Alpes (OcCC, 2002).

- Une augmentation des précipitations de 0.5 à 1% par décennie sur les zones continentales de l'hémisphère nord (moyennes et hautes latitudes).

- Une diminution et une dégradation des zones de permafrost dans les régions polaires, subpolaires et de montagne.

Par la suite, différents scénarios, intégrant une partie ou l'ensemble de ces données environnementales, ont été proposés par l'IPCC (2001; OcCC 2002). Ils mettent en évidence des prévisions globales ou régionales de l'évolution de ces paramètres climatiques pour le 21^{ème} siècle. Les principaux résultats concernant cette étude sont les suivants:

- La température globale moyenne augmentera de 1.4 à 5.8 °C entre 1990 et 2100. Ce réchauffement est 2 à 10 fois plus élevé que celui enregistré au cours du

20^{ème} siècle. La température augmentera davantage sur les continents que sur les océans. Au niveau de l'Europe, la fréquence et l'intensité des vagues de chaleur estivales augmenteront, et le nombre de jours de gel diminuera.

- Les précipitations augmenteront probablement sous les latitudes moyennes et hautes de l'hémisphère nord. La pluviosité variera davantage d'une année à l'autre. Pour le domaine alpin, les modèles indiquent une tendance à la diminution des précipitations en été (env. 10 %; IPCC, 1996) et à l'augmentation des précipitations en hiver (env. 20 %; IPCC, 1996). Le risque d'inondations augmentera.

- La limite de la neige dans les Alpes devrait s'élever d'environ 200 m d'ici 2050. Ceci devrait entraîner le dégel accéléré de vastes pentes à permafrost, occasionnant parallèlement un accroissement du risque de coulées de boue en haute montagne.

Bien que les prévisions décrites ci-dessus comportent des incertitudes inhérentes à tout modèle climatique prévisionnel, quelques faits essentiels ressortent. Ils peuvent être utilisés afin d'établir des pronostics sur l'évolution future des conditions climatiques susceptibles d'influencer l'activité des glissements. Ces pronostics se rapportent aux conditions climatiques annuelles, estivales et hivernales.

Conditions climatiques annuelles

Logiquement, l'augmentation des précipitations annuelles devrait avoir un effet négatif sur la stabilité des versants. Cependant, associé à une augmentation manifeste de la température, les précipitations efficaces ne suivent pas forcément la même tendance. Le calcul de ces dernières pourrait être établi en connaissant plus précisément les pourcentages d'augmentation des précipitations et des températures, ce que malheureusement aucun modèle prévisionnel ne peut fournir actuellement. Néanmoins, une estimation a été réalisée par EHLER (1987), révélant qu'une augmentation des précipitations de 20% ne suffit pas à corriger les effets d'une augmentation de la température de 3 °C. Dans ce cas, la tendance évolutive des précipitations efficaces annuelles serait plutôt favorable à la stabilité des versants vu qu'elles seraient en baisse. Il faut toutefois garder une certaine réserve à l'égard de cette tendance car l'analyse des précipitations efficaces effectuées sur les sites du Hohberg, de Villarbeney et de Falli Hölli semble démontrer une évolution inverse. En effet,

l'augmentation très nette des températures observée durant ces dernières décennies, sur l'ensemble des trois sites, ne provoque pas une évaporation suffisante pour contrer l'augmentation des précipitations. Ceci est visible notamment sur les graphiques des figures 4.25, 5.11 et 5.16 qui révèle un parallélisme presque parfait entre la courbe des précipitations annuelles et celle des précipitations efficaces. En outre, même si l'augmentation de la température peut créer un effet positif en augmentant le taux d'évaporation en été, elle joue un rôle défavorable en hiver; elle augmente la part des précipitations sous forme de pluie et réduit le temps de gel du sol, provoquant une augmentation du taux d'infiltration.

Conditions climatiques estivales

Globalement, la tendance évolutive concernant les conditions estivales est positive vis-à-vis de la stabilité des glissements. En effet, les prévisions indiquent, à la fois, une diminution des précipitations et une augmentation de la température, ce qui tend à diminuer largement les précipitations efficaces, donc également le taux d'infiltration.

Conditions climatiques hivernales

Les prévisions relatives aux conditions hivernales sont plus complexes à mettre en relation avec l'activité des glissements. A première vue, tous les éléments semblent indiquer un effet très défavorable vis-à-vis de la stabilité des versants. En effet, si l'on tient compte à la fois d'une augmentation des précipitations et de la température, tous les paramètres semblent réunis pour favoriser l'infiltration: premièrement, l'augmentation de la température abaisse la durée de gel du sol, impliquant un effet non négligeable sur la perméabilité du terrain. Par exemple, si la température d'un terrain silteux passe de $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ à $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (dégel), la conductivité hydraulique du sol augmente de 10^{-11} à 10^{-8} m/s (TART, 1996). Deuxièmement, un renforcement des précipitations associé à des températures plus douces favoriserait grandement les chutes de pluie, à la fois de manière absolue et, relativement, par rapport aux chutes de neige. L'infiltration devrait donc logiquement être favorisée, étant donné que les pluies hivernales ne sont pas soumises à une évaporation intense alors que la neige, stockée à la surface du sol, subit une forte perte par sublimation. Cependant, la neige joue un rôle majeur dans le déclenchement des accélérations. En effet, les conditions de très court terme susceptibles de générer une accélération importante sont représentées le plus souvent par une fonte massive associées à des chutes

de pluie. Et pour avoir une fonte respectable, il faut de la neige ! L'impact de cette évolution climatique hivernale sur la stabilité des glissements peut donc varier fortement d'un site à l'autre. En effet, il faut tenir compte, d'une part, de l'influence de la neige sur les phases d'accélération et, d'autre part, de l'altitude du site afin de prendre en considération une probable disparition du manteau neigeux.

6.3.2. Prévision sur l'évolution des glissements

Avant d'établir des pronostics sur l'évolution future de l'activité des différents glissements étudiés, il est impératif de relever tous les éléments "perturbateurs" liés à chacun d'eux. Ces différents éléments sont les suivants:

- Divers travaux d'assainissements ont été entrepris sur les glissements du Hohberg (entre 1999 et 2001) et de Villarbeney (début des années 1980), représentés le plus souvent par des drainages ouverts. Ces ouvrages ont occasionné des changements notables au niveau du système hydrologique et hydrogéologique et, par conséquent, une modification importante du comportement dynamique à l'égard des conditions climatiques.

- Quant au glissement de Falli Hölli, la situation est encore plus compliquée: en effet, la crise catastrophique de 1994 a engendré des modifications majeures, liées non seulement aux propriétés hydrologiques et hydrogéologiques, mais également aux caractéristiques géomorphologiques et topographiques. En outre, les mouvements intenses subis durant cet événement ont probablement conduit à un relâchement des pressions internes concentrées dans la masse active. Tous ces changements ont ainsi amené le glissement dans un état de relative "passivité". Outre ces perturbations héritées de la crise de 1994, il faut tenir compte de la présence de la rivière du Höllbach qui s'écoule au pied du versant. En effet, la partie frontale du glissement subit naturellement l'érosion de ce cours d'eau, ce qui représente un facteur important dans l'évolution de l'activité du glissement.

Dès lors, les pronostics sur l'évolution des glissements du Hohberg, de Villarbeney et de Falli Hölli ne peuvent être établis qu'en faisant abstraction des ces différents éléments "perturbateurs". Ces pronostics ne sont donc pas réels, mais indiquent une tendance permettent de démontrer une démarche applicable à un

CLIMATIC FORECASTING (till 2100; based on IPCC, 2001)		IMPACT ON LANDSLIDE STABILITY					
		HOHBERG		FALLI HOELLI		VILLARBENEY	
Medium term (x-years)							
Annual precipitation	increase (minor)	-	-	-	-	-	-
Summer precipitation	decrease	+	+	+	+	+	+
Winter precipitation	increase	-	-	-	-	-	-
Annual rainfall	increase (minor)	-	-	-	-	-	-
Summer rainfall	decrease	+	+	+	+	+	+
Winter rainfall	increase	-	-	-	-	-	-
Snowfall	decrease	o	o	o	o	+	+
Annual temperature	increase	-	-	-	-	o	o
Summer temperature	increase	o	o	o	o	o	o
Winter temperature	increase	-	-	-	-	o	o
Short term (x-months)							
Annual precipitation	increase (minor)	-	-	-	-	o	o
Summer precipitation	decrease	+	+	+	+	o	o
Winter precipitation	increase	-	-	o	o	o	o
Annual rainfall	increase (minor)	-	-	-	-	o	o
Summer rainfall	decrease	+	+	+	+	o	o
Winter rainfall	increase	-	-	-	-	o	o
Snowfall	decrease	o	o	o	o	o	o
Annual temperature	increase	o	o	o	o	o	o
Summer temperature	increase	o	o	o	o	o	o
Winter temperature	increase	o	o	o	o	o	o
Very short term (x-days)		<i>till 2050</i>	<i>2050-2100</i>	<i>till 2050</i>	<i>2050-2100</i>	<i>till 2050</i>	<i>2050-2100</i>
Precipitation	increase	-	-	-	-	-	-
Rainfall	increase	-	-	-	-	-	-
Snowfall	decrease	o	+	o	+	+	+
Temperature	increase	-	-	-	-	-	-

LEGEND**Impact on landslide stability:**

+	positive
-	negative
o	no effect

ANNUAL:	□ analysis with annual data □
	□ corresponding to one hydrological □
	□ year (Oct 1 to Sep 30)
SUMMER:	□ analysis with data ranging
	□ from Apr 1 to Sep 30
WINTER:	□ analysis with data ranging
	□ from Oct 1 to Mar 31

Fig. 6.3 Synthetic table showing impacts of climatic parameters evolution, during the 21st century, on Hohberg, Falli Hölli and Villarbeney landslides activity. These forecasts could be valuable only in case where landslides are not disturbed by other non-climatic parameters (see text).

glissement n'ayant pas subi de modifications majeures. Ils sont illustrés par un tableau synthétique, présenté dans la figure 6.3.

Globalement, les prévisions climatiques pour le 21^{ème} siècle sont défavorables à la stabilité des trois glissements. En ce qui concerne les glissements du Hohberg et de Falli Hölli, les paramètres révélant une influence négative sur la stabilité du versant sont largement plus nombreux que les positifs. En effet, mis à part la diminution des précipitations et des pluies estivales sur le moyen et le court terme, la plupart des paramètres démontrent un impact négatif. Par conséquent, et même si l'influence de chaque paramètre

n'est pas quantifiée, on peut admettre une évolution largement défavorable, que ce soit sur le moyen, le court et le très court terme. Toutefois, l'influence des conditions de très court terme, qui constitue le moteur des accélérations, est incertaine. En effet, si le rôle des chutes de neiges a été reconnu comme peu influent sur le déclenchement de celles-ci, il a été discuté plus haut que la disparition du manteau neigeux pourrait avoir une influence positive sur la stabilité du glissement. Pour cette raison, il est proposé de différencier, de manière hypothétique, l'évolution des conditions du 21^{ème} siècle en deux périodes distinctes: l'avant et l'après 2050. Etant donné l'altitude des deux glissements (environ 1'300 m.s.m en moyenne),

on peut supposer que l'augmentation de la température prévue pour 2050, estimée à 1.5 – 2 °C, n'est pas suffisante pour faire disparaître le manteau neigeux, normalement présent durant l'hiver. Par conséquent, la présence de fonte massive peut être préservée, créant un contexte favorable au déclenchement des accélérations. En revanche, après 2050, il est probable que le réchauffement implique la disparition quasi complète du manteau neigeux, annulant ainsi les conditions de fontes printanières.

Quant au glissement de Villarbeney, la tendance évolutive est plus difficile à cerner, et ceci pour plusieurs raisons. Premièrement, l'influence des conditions climatiques de court terme n'a pas été reconnue au cours du 20^{ème} siècle, ce qui diminue le nombre d'informations quant aux prévisions futures. Deuxièmement, la balance entre les paramètres favorables et défavorables n'est pas aussi marquée que sur les deux autres sites. Enfin, le glissement de Villarbeney est très concerné par le problème de la probable disparition du manteau neigeux, étant donné qu'il est situé à une altitude relativement peu élevée (1'000 m.s.m

en moyenne). Néanmoins, dans l'ensemble, les résultats indiquent plutôt une tendance à l'augmentation de l'activité, même s'il est difficile de se prononcer sur l'effet que peut occasionner la disparition du manteau neigeux.

La tendance évolutive des glissements pour le 21^{ème} siècle est basée uniquement sur les prévisions climatiques. Elle ne tient donc pas compte des autres facteurs aggravants ou déclenchants, tels que les interventions anthropiques (déboisements ou reboisements, constructions, travaux d'assainissement,...) et l'activité sismique, qui pourraient fortement influencer cette évolution. Une telle analyse ne peut donc pas remplacer le suivi d'un site, mais permet en revanche d'évaluer le degré de danger que représente tel ou tel glissement, au niveau de son état actuel mais aussi dans un futur proche. Elle constitue donc une aide précieuse, quant à l'élaboration des plans d'aménagement du territoire et à la détermination du type, du nombre et de la fréquence des mesures de surveillances à entreprendre.

BIBLIOGRAPHIE

- ACKERMANN, T. (1980) Etude hydrogéologique du glissement de Villarbeney dans le canton de Fribourg. Travail de diplôme, 3ème cycle hydrogéologique, Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel, 65 pp.
- ALESTALO, J. (1971) Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. *Fennia*, 105, 1-140.
- ANDRÉANI, A. (2001) Le GPS: une révolution. Jean Jary, 160 pp.
- ANDREY, J.-D. (1974) Géologie de la partie orientale du massif des Bruns (Préalpes fribourgeoises). Thèse de doctorat, Université de Fribourg, Suisse.
- APPELO, C. A. J. & POSTMA, D. (1996) *Geochemistry, Groundwater and Pollution*. A.A Balkema, Rotterdam, Brookfield.
- BARBEN, M. (1995) Dynamische Bilanzierung eines Wildbacheinzugsgebietes mit Hilfe des BROOK-Modells. Travail de diplôme, Université de Berne (non publ.).
- BEER, C., RAETZO, H. & CARON, C. (1997) Rutschgebiet Hohberg-Rohr: Geologischen Untersuchungen, Gefahrenanalyse. Rapport, Institut de Géologie, Université de Fribourg (non publ.).
- BEZZOLA, G. R., NAEF, F., ROTH, M. & ZURBRÜGG, C. (1996) Dammbbruch- und Flutwellenszenarien als mögliche Konsequenzen der Grossrutschung Chlöwena. Internationales Symposium Interpraevent 1996, Garmisch-Partenkirchen, 3, 141-150.
- BOLLINGER, D., HEGG, C., KEUSEN, H. R. & LATELTIN, O. (2000) Ursachenanalyse des Hanginstabilitäten 1999. *Bulletin de Géologie appliquée*, 5(1), 5-38.
- BONNARD, C. (1990) Auscultation des mouvements de terrain, Université Européenne d'Eté sur les Risques Naturels, Session 1990, Mouvements de Terrain, 16 pp.
- BONNARD, C., NOVERRAZ, F., LATELTIN, O. & RAETZO, H. (1995) Large landslides and possibilities of sudden reactivation. *Sonderabdruck aus Felsbau* 13, nr. 6, 401-407.
- BOSSHARD, H. H. (1984) *Holzkunde, Vol.2: Zur Biologie, Physik und Chemie des Holzes*. 2. Aufl. Birkhäuser, Basel, 312 pp.
- BRAAM, R. R., WEISS, E. E. J. & BURROUGH, P. A. (1987a) Spatial and temporal analysis of mass movement using dendrochronology. *Catena*, 14, 573-584.
- BRAAM, R. R., WEISS, E. E. J. & BURROUGH, P. A. (1987b) Dendrogeomorphological analysis of mass movement, a technical note on the research method. *Catena*, 14, 585-589.
- BRÜCKNER, W. (1941) Entstehung der Rauwacken. *Eclogae geol. Helv.*, 34(1).
- BRUNSDEN, D. (1985) Landslide types, mechanisms, recognition, identification. In: *Landslides in the South Wales Coalfield*. Proceedings Symposium, 1-3 avril 1985. The Poly. of Wales (Ed. by C. S. Morgan), 19-28.
- BRUNSDEN, D. (1999) Some geomorphological considerations for the future development of landslide models. *Geomorphology*, 30(1-2), 13-24.
- CARON, C., HOMEWOOD, P. & PLANCHEREL, R. (1976) Carte préliminaire des glissements de terrain du Canton de Fribourg. Direction des Travaux publics, OCAT, Fribourg.
- CARON, C., HOMEWOOD, P. & WILDI, W. (1989) The original Swiss Flysch: a reappraisal of type deposits in the Swiss Prealps. *Earth-Science Reviews*, 26, 1-45.
- CARON, C. & LOUP, B. (1995) Géologie du glissement de Falli Hölli. Rapport annuel de l'Etablissement Cantonal d'Assurance des Bâtiments de Fribourg, 36-40.

- CASTANY, G. (1982) Principes et méthodes de l'hydrogéologie. Dunod, Paris, 228 pp.
- CAVELIER, C. & POMEROL, C. (1977) Proposition d'une échelle stratigraphique standard pour le Paléogène. *Newsl. Stratigr.*, 6(1), 56-65.
- CRUDEN, D. M. & VARNES, D. J. (1996) Landslide types and processes. In: *Landslides: Investigation and mitigation*. Transp. Res. Board, Spec. Rep. 247 (Ed. by A. K. Turner and R. L. Schuster), pp. 36-75.
- DAPPLES, F. (2002) Instabilités de terrain dans les Préalpes fribourgeoises (Suisse) au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène: influence des changements climatiques, des fluctuations de la végétation et de l'activité humaine. Thèse de doctorat, Geofocus, Université de Fribourg.
- DAPPLES, F., LOTTER, A. F., VAN LEEUWEN, J. F. N., VAN DER KNAAP, W. O., DIMITRIADIS, S. & OSWALD, D. (2002) Paleolimnological evidence for increased landslide activity due to forest clearing and land-use since 3600 cal BP in the western Swiss Alps. *Journal of Paleolimnology*, 27, 239-248.
- DAPPLES, F., OSWALD, D. & RAETZO, H. (2001) Landslides in the western swiss alps: causes, triggers and dynamic aspects from former to present times. In: *International Conference on Landslides: causes, impacts and countermeasures* (Ed. by M. Kühne, H. H. Einstein, E. Krauter, H. Klapperich and R. Pöttler), 3-11, Davos, Switzerland.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J. (1992) *An introduction to the Rock-Forming Minerals*. Longman Group Limited, Essex, England, 696 pp.
- DEHN, M. & BUMA, J. (1999) Modelling future landslide activity based on general circulation models. *Geomorphology*, 30(1-2), 175-187.
- DENNELER, B. & SCHWEINGRUBER, F. H. (1993) Slow mass movement: a dendrogeomorphological study in Gams, Swiss Rhine Valley. *Dendrochronologia*, 11, 55-67.
- DIKAU, R., BRUNSDEN, D., SCHROTT, L. & IBSEN, M. (1996) Introduction. In: *Landslide recognition - Identification, movement and causes* (Ed. by R. Dikau, D. Brunsten, L. Schrott and M. Ibsen), 1-12. Wiley & Sons.
- DIKAU, R. & SCHROTT, L. (1999) The temporal stability and activity of landslides in Europe with respect to climatic change (TESLEC): main objectives and results. *Geomorphology*, 30(1-2), 1-12.
- EHRLER, C. (1998) Klimaänderung und alpine Schneedecke - Auswirkungen auf das Abflussregime am Beispiel des Einzugsgebiets "Rhein-Felsberg". Rapport final du PNR31. vdf, Hochschulverlag AG an der ETH Zürich, 117 pp.
- EPFL (1980) Glissement de Villarbeney. 2ème rapport intermédiaire. Laboratoire de Mécanique des Sols, EPF de Lausanne (non publ.).
- EPFL (1981) Glissement de Villarbeney. Travaux géodésiques. Rapport intermédiaire de l'Institut de Géodésie et Mensuration, EPF de Lausanne (non publ.).
- EPFL (1985) Détection et Utilisation des Terrains Instables. Rapport final. Projet de l'EPF de Lausanne, 236 pp (non publ.).
- EPFL (2002) Influence des eaux souterraines dans les processus de glissements de terrain: Etude pilote sur le glissement du Hohberg. Rapport final n°0017, GEOLEP, EPF de Lausanne (non publ.).
- EPOCH (1993) The temporal occurrence and forecasting of landslides in the European Community (Ed. by R. Casale, R. Fantechi and J. C. Flageollet). *Comm. Europ. Comm. Prog. EPOCH*, Contract 90 0025, Final report.
- FANTUCCI, R. & MC CORD, A. (1995) Reconstruction of landslide dynamic with dendrochronological methods. *Dendrochronologia*, 13, 43-58.
- FANTUCCI, R. & SORRISO-VALVO, M. (1999) Dendrogeomorphological analysis of a slope near Lago, Calabria (Italy). *Geomorphology*, 30(1-2), 165-174.
- GÉOLINA (1991) Artesischer Grundwasserträger. Rapport hydrogéologique n° 90-104, Géolina SA (non publ.).
- GÉOLINA (1992) Levé géologique - forage destructif K. Schek, n° 2299, Géolina SA (non publ.).
- GÉOLINA (1996) Kur- und Parkhotel Schwarzsee. Rapport géologique et géotechnique n° 95-124, Géolina SA (non publ.).
- GÉOLINA (1997) Kur- und Parkhotel Schwarzsee. Rapport mesures inclinométriques n° 96-131, Géolina SA (non publ.).
- GEOTEST (1999) Schwarzsee, Rutschgebiet Hohberg-Rohr. Rapport forages et sondages de reconnaissance n° F9864.4, Geotest AG (non publ.).
- GISIGER, M. (1967) Géologie de la région Lac Noir - Kaiseregg - Schafberg (Préalpes Médianes Plastiques de Fribourg et Berne). *Eclogae geol. Helv.*, 60(1), 237-349.
- GUILLAUME, H. (1957) Géologie du Montsalvens (Préalpes fribourgeoises). *Mat. carte géol. suisse*, nouv. série, livr. 104.

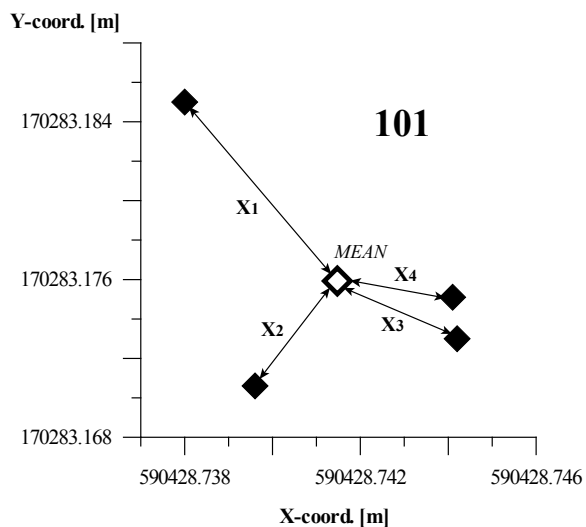
- HUTCHINSON, J. N. (1988) Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrology. In: Landslides. Proceedings of the fifth international symposium on landslides, Vol. 1 (Ed. by C. Bonnard), 3-35, Lausanne, Suisse.
- ICF (1952) Rutschung "Längmoos - Beschissener Hohberg", Plaffeien. Rapport de l'Inspection Cantonale des Forêts (non publ.).
- ICF (1953) Eboulement du "Längmoos", projet éventuel. Rapport de l'Inspection Cantonale des Forêts (non publ.).
- IPCC (1996) Climate Change 1995. The IPCC second assessment report. Contribution of Working Group I. Cambridge University Press, 572 pp.
- IPCC (2001) Climate Change 2001: The scientific basis. Contribution of Working Group I of the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, UK.
- KEUSEN, H. R. (1996) Die Verantwortlichkeit des Geologen bei drohenden Naturgefahren und die Bedeutung guter Risikoanalysen. Support de cours, GEOLEX 2, Fribourg (non publ.).
- KIENHOLZ, H. & KRUMMENACHER, B. (1995) Légende modulable pour la cartographie des phénomènes. Recommandations. Office fédéral de l'économie des eaux (OFEE), Office fédéral de l'environnement, des forêts et des paysages (OFEFP).
- KILCHMANN, S. (2001) Typology of recent groundwater from different aquifer environments based on geogenic tracer elements. Thèse de doctorat n° 2411, EPF de Lausanne, 227 pp.
- LATELTIN, O. (1997) Prise en compte des dangers dus aux mouvements de terrain dans le cadre des activités de l'aménagement du territoire. Recommandations. Office fédéral de l'aménagement du territoire (OFAT), Office fédéral de l'économie des eaux (OFEE), Office fédéral de l'environnement, des forêts et des paysages (OFEFP), 42 pp.
- LATELTIN, O., BEER, C., RAEZTO, H. & CARON, C. (1997a) Instabilités de pente en terrain de flysch et changements climatiques. Rapport final du PNR31. vdf, Hochschulverlag AG an der ETH Zürich, 168 pp.
- LATELTIN, O., BEER, C., RAEZTO, H. & CARON, C. (1997b) Landslides in Flysch terranes of Switzerland : Causal factors and climate change. *Eclogae geol. Helv.*, 90(3), 401-406.
- LATELTIN, O. & BONNARD, C. (1995) Reactivation of the Falli Hölli landslide in the Prealp of Freiburg. *Landslide News*, 9, 18-21.
- LORENTE, J. M. (1961) *Meteorologia*. 4ème édition. Labor SA, Barcelona.
- MORNOD, L. (1949) Géologie de la région de Bulle (Basse-Gruyère). *Mat. carte géol. suisse*, nouv. série, livr. 91.
- MÜLLER & PERROTET (1992) Lever géologique - forage destructif H. Gross, n° 2229/4. Müller et Perrottet SA.
- MUSY, A. & LAGLAINE, V. (1992) Hydrologie générale. Cours photocopié, EPF de Lausanne (non publ.).
- NOVERRAZ, F., BONNARD, C., DUPRAZ, H. & HUGUENIN, L. (1998) Grands glissements de versants et climat - VERSINCLIM - Comportement passé, présent et futur des grands versants instables subactifs en fonction de l'évolution climatique, et évolution en continu des mouvements en profondeur. Rapport final du PNR31. vdf, Hochschulverlag AG an der ETH Zürich, 314 pp.
- OCCC (2002) Le climat change, en Suisse aussi - Les points principaux du troisième rapport du GIEC sur l'état des connaissances, du point de vue de la Suisse. Organe consultatif sur les changements climatiques, 48 pp.
- OSWALD, D. & DAPPLES, F. (2001) Interprétation géologique de la région "Hohberg-Rohr": descriptions lithologiques du substrat rocheux. Institut de Géologie, Université Fribourg (non publ.).
- PASQUIER, J.-B. (in press) Feuille Gruyères 1225. Atlas géologique de la Suisse. Office Fédérale des Eaux et de la Géologie, Cartographie géologique, Berne.
- PLANCHEREL, R. (1976) Essai d'interprétation de la dislocation transversale Bellegarde - Lac Noir (Préalpes Médiannes fribourgeoises). *Eclogae geol. Helv.*, 65(2), 461-469.
- PLANCHEREL, R. (1979) Aspect de la déformation en grand dans les Préalpes Médiannes Plastiques entre Rhône et Aar: implications cinématiques et dynamiques. *Eclogae geol. Helv.*, 72(1), 145-214.
- PLANCHEREL, R. & CARON, C. (1979) Etude de stabilité pour la planification touristique du Lac Noir. Rapport et cartes, Institut de Géologie, Université de Fribourg (non publ.).
- PUGIN, A. (1989) Analyse sédimentologique des dépôts du glacier du Rhône sur le Plateau suisse. Thèse de doctorat n° 2376, Université de Genève, 90 pp.

- RAETZO, H. & CARON, C. (1998) Rutschgebiet Hohberg-Rohr: Risikoanalyse. Rapport, Institut de Géologie, Université Fribourg (non publ.).
- RAETZO, H., KEUSEN, H. R. & OSWALD, D. (2000) Rutschgebiet Hohberg-Rohr (Plaffeien, FR): Disposition und Aktivität. Bull. Géol. appl., 5(1), 55-68.
- RAETZO, H. & LATELTIN, O. (1994) Die Rutschung von Falli Hölli (Kt. Freiburg). Nachrichten Deutsche Geologische Gesellschaft, Hannover, 53, 50-52.
- RAETZO, H. & LATELTIN, O. (1996) Rutschung Falli Hölli, ein ausserordentliches Ereignis ? In: Interpraevent 1996. Internationales Symposium, Tagungspublikation, Vol. 3, 129-140, Garmisch-Partenkirchen.
- RAETZO, H., LATELTIN, O., PUGIN, A., STIEFELHAGEN, W. & MÜLLER, I. (1995) Geophysikalische Messungen zur Beurteilung von Rutschungen (am Beispiel Falli Hölli). Schweizer Ingenieur und Architekt SI+A, 48.
- RAETZO-BRÜLHART, H. (1997) Massenbewegungen im Gurnigelflysch und Einfluss der Klimaänderung. Rapport final du PNR31. vdf, Hochschulverlag AG an der ETH Zürich, 256 pp.
- SCHINDLER, C., CUENOD, Y., EISENLOHR, T. & JORIS, C.-L. (1993) Die Ereignisse vom 18. April und 9. Mai 1991 bei Randa (VS) - ein atypischer Bergsturz in Raten. Eclogae geol. Helv., 86(3), 643-665.
- SCHLÜCHTER, C. (1988) Instabilities in the area of St. Moritz, Switzerland - Geology, chronology, geotechnology. In: Landslides. Proceedings of the fifth international symposium on landslides, Vol. 2 (Ed. by C. Bonnard), 1375-1380.
- SCHMID, D. & SCHWEINGRUBER, F. H. (1995) Datierung und Nachweis von Rutschungen mit Hilfe von Jahrringen: eine dendrogeomorphologische Studie im Rutschgebiet Brunjini, Oberwallis. Schweiz. Z. Forstwes., 146(8), 641-659.
- SCHOENEICH, P. (1997) Datation par dendrochronologie du glissement des Parchets (Les Diablerets, Préalpes vaudoises). Eclogae geol. Helv., 90(3), 481-496.
- SCHOENEICH, P. (1998) Le retrait glaciaire dans les vallées des Ormonts, de l'Hongrin et de l'Etivaz (Préalpes vaudoises). Thèse de doctorat, Université de Lausanne. Travaux et recherches, 843 pp.
- SCHWEINGRUBER, F. H. (1996) Tree rings and environment: Dendroecology. Birmensdorf, Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research, Haupt, Berne, Stuttgart, Vienna, 609 pp.
- SCURFIELD, G. (1973) Reaction wood: Its structure and function. Science, 179, 647-655.
- SHRODER, J. F. (1975) Dendrogeomorphological analysis of mass movement. In: Proceedings of the Association of American Geographers, Vol. 7, pp. 222-226.
- SHRODER, J. F. (1978) Dendrogeomorphological analysis of mass movement on Table Cliffs Plateau, Utah. Quaternary Research, 9, 168-185.
- STEINMANN, G. (1996) DICLAS: un appareil de mesure des distances en continu par laser. Rapport interne LMS, EPF de Lausanne.
- TART, R. G. (1996) Permafrost in landslide: Investigation and mitigation. In: Special report 247. Transportation Research Board. National Research Council, Vol. 247 (Ed. by K. Turner and R. L. Schuster), 620-644.
- TERASME, J. (1975) Dating of landslide in the Ottawa river valley by dendrochronology - a brief comment. Mass wasting. Proceedings, 4th Guelph Symposium on Geomorphology, 153-158.
- TERCIER, J. & BIERI, P. (1961) Feuille n°36, Gurnigel. Atlas géol. Suisse 1:25'000. Comm. géol. suisse.
- THIERRIN, J. (1990) Contribution à l'étude des eaux souterraines de la région de Fribourg (Suisse occidentale). Thèse de doctorat, Université de Neuchâtel, 306 pp.
- THIERRIN, J. & MÜLLER, I. (1988) La méthode VLF-résistivité multifréquence, un exemple d'exploration hydrogéologique dans un synclinal Crétacé à la Brévine (Jura neuchâtelois). Annales scientifiques de l'Université de Besançon, Géologie, Mémoire hors série n°6.
- THORNTHWAITE, C. W. (1948) An approach toward a rational classification of climate. Geograph. Rev., 38, 55-94.
- TULLEN, P. (2002) Méthode d'analyse de fonctionnement hydrogéologique des versants instables. Thèse de doctorat n° 2622, EPF de Lausanne, 192 pp.
- TURBERG, P. & MÜLLER, I. (1997) Contribution de la méthode radiomagnétotellurique à la délimitation des structures hydrogéologiques en milieu hétérogène de subsurface. Colloque GEOFCAN, Géophysique des sols et des formations superficielles, BRGM, INRA, ORSTOM, UPMC, 167-171.

- UNIFR (1978b) Glissement de Villarbeney. Relevé des sondages F1, F2, F3, F4, F5. Rapport de l'Institut de Géologie, Université de Fribourg (non publ.).
- UNIFR (1979) Glissement de Villarbeney. Rapport sur l'état d'avancement des travaux. Institut de Géologie, Université de Fribourg (non publ.).
- UNIFR (1982) Glissement de Villarbeney. Rapport d'étude géologique et géotechnique. Institut de Géologie, Université de Fribourg (non publ.).
- VAN STUIJVENBERG, J. (1979) Geology of the Gurnigel area (Prealps, Switzerland), Thèse de doctorat, Institut de Géologie, Université de Fribourg.
- VAN STUIJVENBERG, J. (non publ.) Diverses esquisses géologiques dans la région du Gurnigel. Travaux inachevés, Institut de Géologie, Université de Fribourg.
- VARNES, D. J. (1978) Slope movements: type and processes. In: Landslides analysis and control. Transp. Res. Board, Spec. Rep. 176 (Ed. by R. L. Schuster and R. J. Krizek), 11-33.
- VULLIET, L. & BONNARD, C. (1996) The Chlöwena landslide: prediction with a viscous model. Proceedings Internationales Symposium on Landslides, Trondheim, 397-402.
- WEISS, E. E. J. (1988) Treering pattern and the frequency and intensity of mass movements. In: Landslides. Proceedings of the fifth international symposium on landslides, Vol. 1 (Ed. by C. Bonnard), 481-483, Lausanne, Suisse.
- WILES, G. C., CALKIN, P. E. & JACOBY, G. C. (1996) Tree-ring analysis and Quaternary geology: principles and recent applications. *Geomorphology*, 16, 259-272.
- WP/WLI. (1993) Multilingual Landslide Glossary. BiTech.

ANNEXES

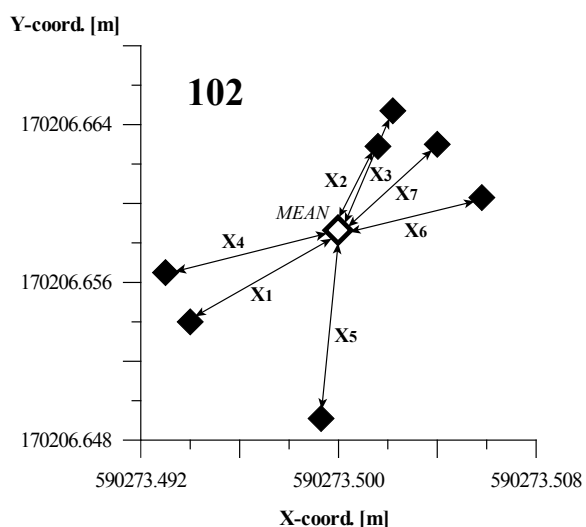
2 DRMS (Room Mean Square) calculation on 5 stable GPS points of the Hohberg area
(For points location, see Ann. 8)



All points are calibrated on reference point 103
 (588838.452 / 169352.201)

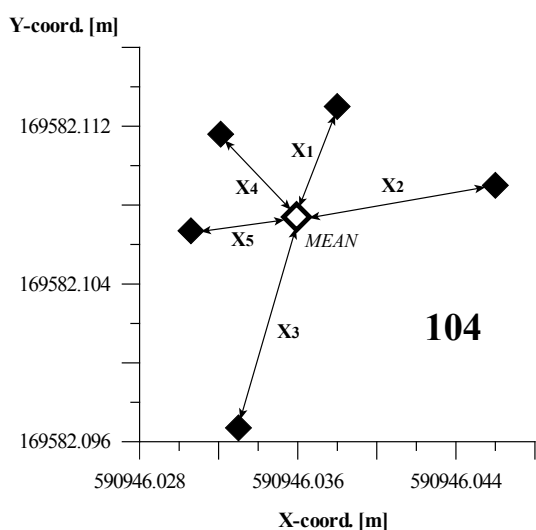
Date	X-coord. [m]	Y-coord. [m]	Xi [m]
MEAN	590428.741	170283.175	
5-Sep-96	590428.738	170283.185	X1: 0.009
19-Aug-97	590428.739	170283.170	X2: 0.005
6-Nov-97	590428.744	170283.173	X3: 0.004
20-May-98	590428.744	170283.175	X4: 0.003

2 DRMS	0.014
---------------	--------------



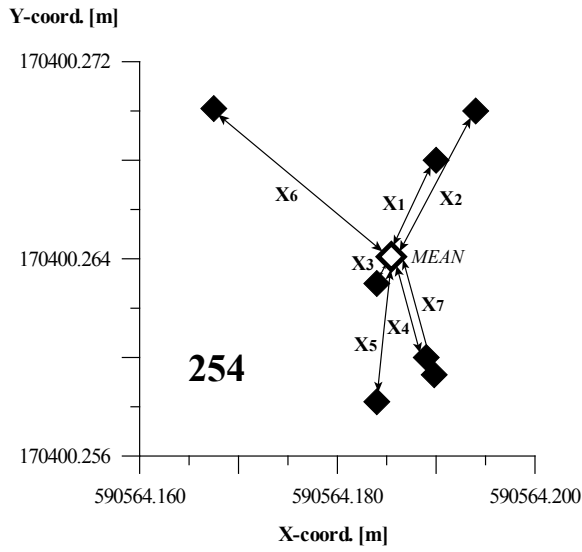
Date	X-coord. [m]	Y-coord. [m]	Xi [m]
MEAN	590273.499	170206.658	
5-Sep-96	590273.494	170206.654	X1: 0.007
19-Aug-97	590273.501	170206.662	X2: 0.004
6-Nov-97	590273.502	170206.664	X3: 0.006
20-May-98	590273.493	170206.656	X4: 0.007
18-May-99	590273.499	170206.649	X5: 0.009
15-Jun-99	590273.505	170206.660	X6: 0.006
23-Sep-99	590273.504	170206.663	X7: 0.006

2 DRMS	0.015
---------------	--------------

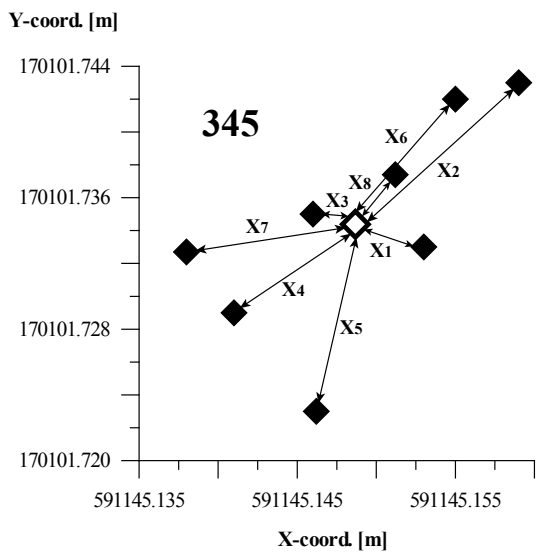


Date	X-coord. [m]	Y-coord. [m]	Xi [m]
MEAN	590946.035	169582.107	
5-Sep-96	590946.038	169582.113	X1: 0.006
29-Apr-97	590946.046	169582.109	X2: 0.010
19-Aug-97	590946.033	169582.096	X3: 0.011
6-Nov-97	590946.032	169582.111	X4: 0.005
20-May-98	590946.030	169582.106	X5: 0.005

2 DRMS	0.018
---------------	--------------



Date	X-coord. [m]	Y-coord. [m]	X_i [m]
MEAN	590564.185	170400.264	
5-Sep-96	590564.190	170400.268	X1: 0.005
29-Apr-97	590564.194	170400.270	X2: 0.010
19-Aug-97	590564.184	170400.263	X3: 0.002
6-Nov-97	590564.189	170400.260	X4: 0.005
20-May-98	590564.184	170400.258	X5: 0.006
18-May-99	590564.167	170400.270	X6: 0.019
15-Jun-99	590564.189	170400.259	X7: 0.006
2 DRMS			0.020

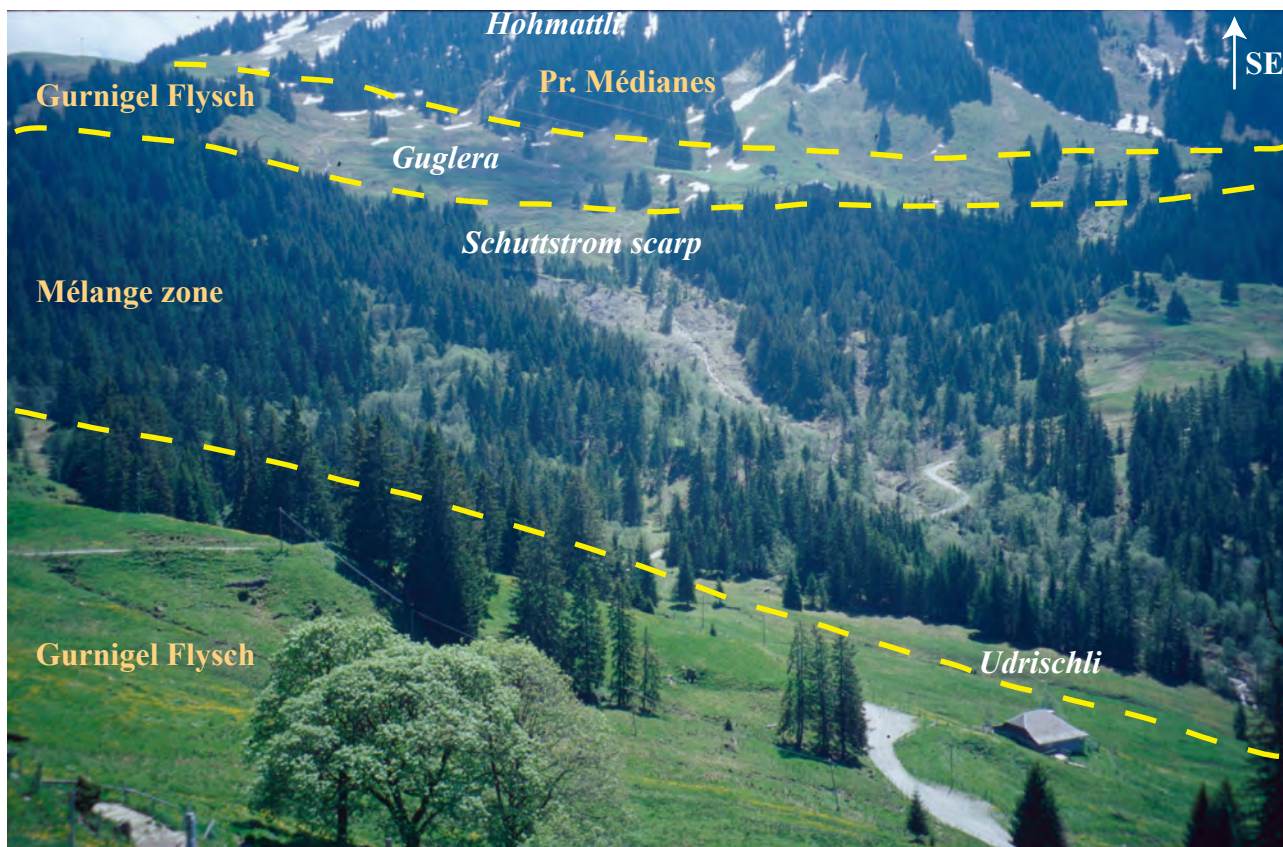


Date	X-coord. [m]	Y-coord. [m]	X_i [m]
MEAN	591145.148	170101.734	
5-Sep-96	591145.153	170101.733	X1: 0.004
29-Apr-97	591145.159	170101.743	X2: 0.013
19-Aug-97	591145.146	170101.735	X3: 0.002
6-Nov-97	591145.141	170101.729	X4: 0.009
20-May-98	591145.146	170101.723	X5: 0.011
3-Nov-98	591145.155	170101.742	X6: 0.009
18-May-99	591145.138	170101.732	X7: 0.010
15-Jun-99	591145.151	170101.737	X8: 0.004
2 DRMS			0.019

MEAN 2 DRMS (101, 102, 104, 254, 345)	1.7 cm
--	---------------

Formula used for the 2 DRMS calculation: $\sqrt{\sum (X_i)^2 / (N-1)} \times 2$

with X_i : distance between measured points and mean point
 N: total number of distances



A - View of the upper part of the Hohberg landslide (photo taken from Nussbaumerli area).












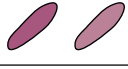
























B - View of the lower part of the Hohberg landslide (photo taken from the opposite slope).
The whole area is located on a Gurnigel Flysch substrate.

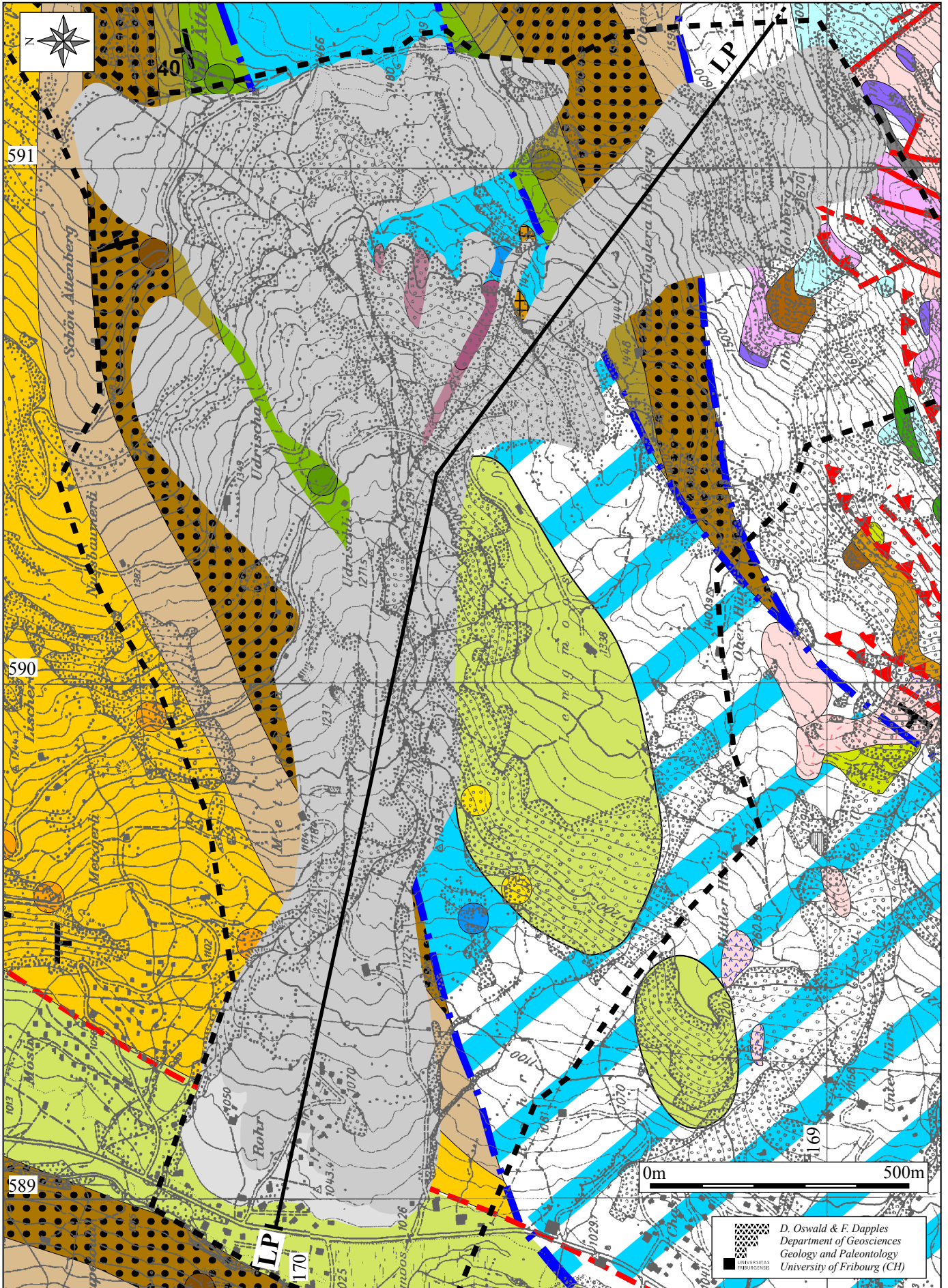
Geological interpretation of the Hohberg area

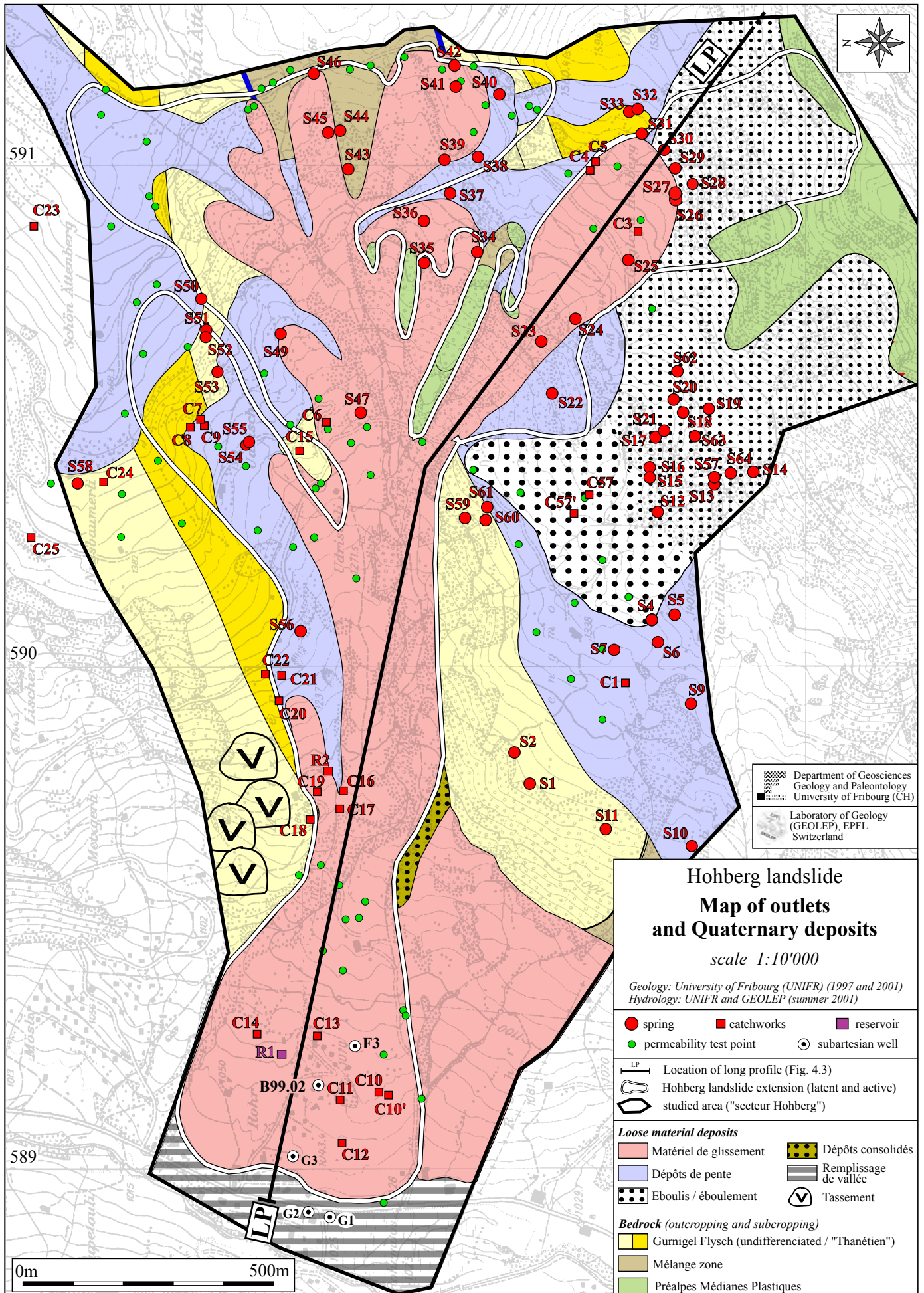
Scale 1: 10'000

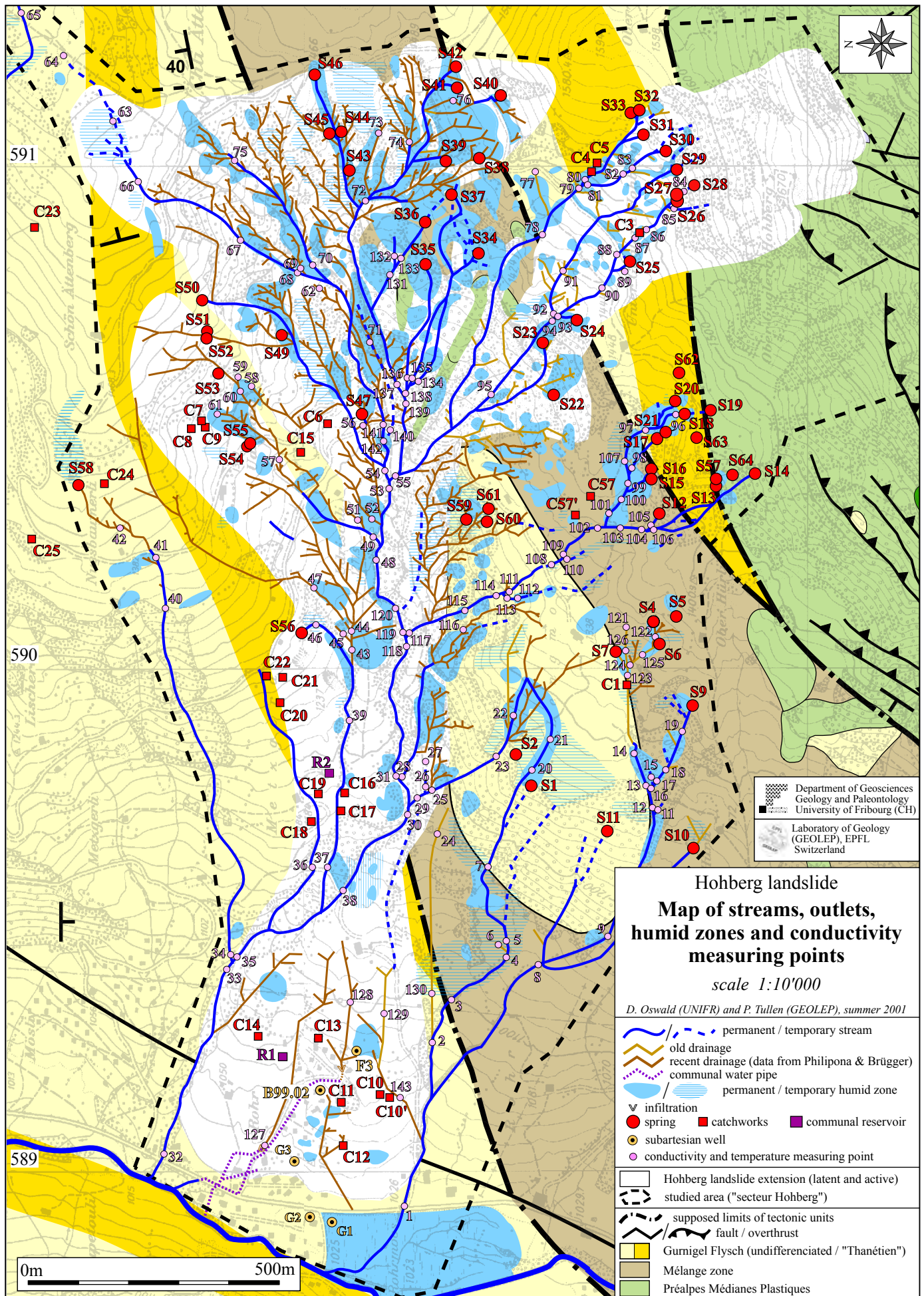
by **D. Oswald & F. Dapples**
*based on TERCIER & BIERI (1961), GISIGER (1967), PLANCHEREL (1976, 1979),
 PLANCHEREL & CARON (1979), BEER et al. (1997) et VAN STUIJVENBERG (unpubl.)*

 Department of Geosciences
 Geology and Paleontology
 University of Fribourg (CH)

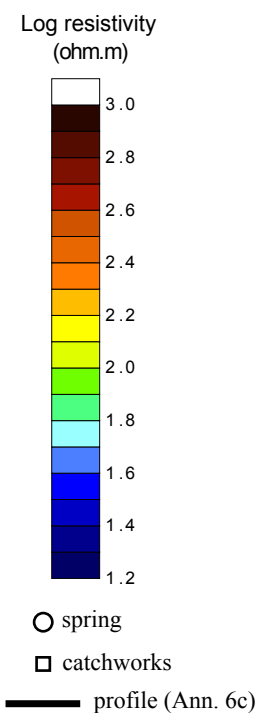
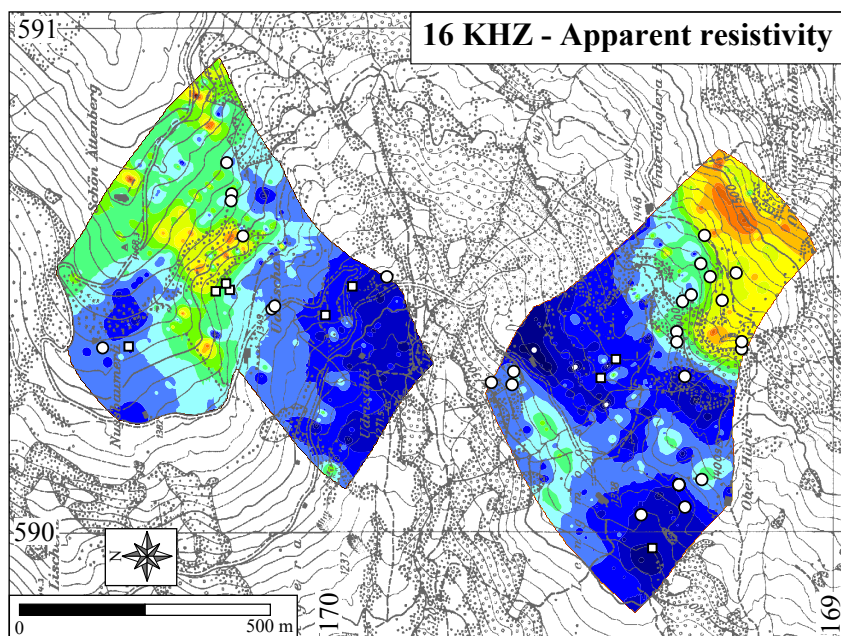
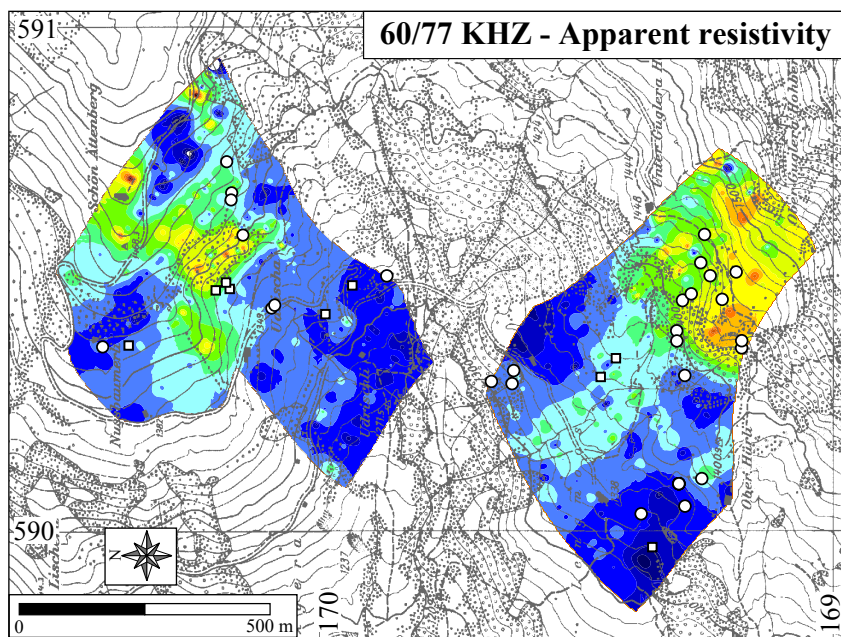
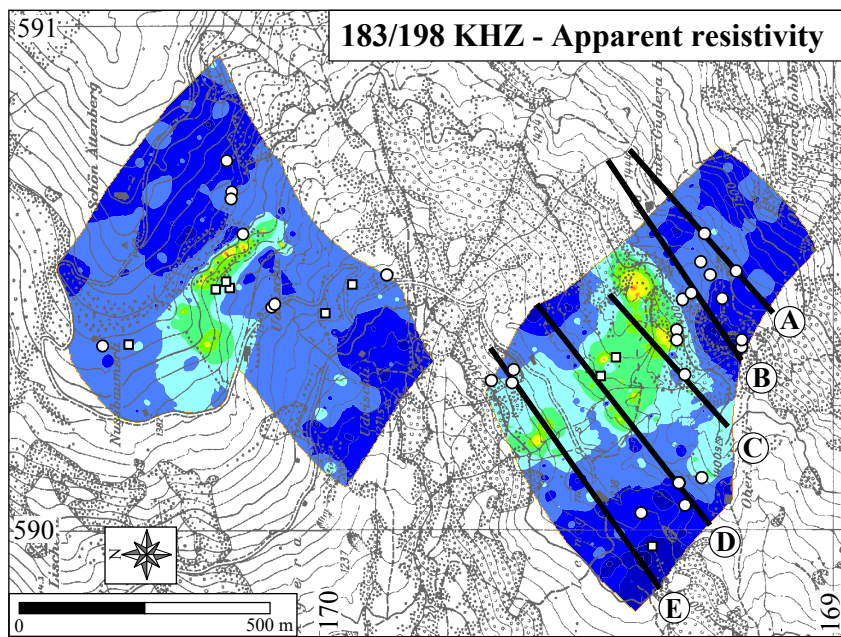
LEGEND		Préalpes Médiannes Plastiques <i>(after GISIGER, 1967)</i>	
	Supposed limits of tectonic units		Observed overthrust
	Supposed overthrust		Observed fault
	Supposed fault		Inclined / vertical / horizontal dip
Mélange zone		Fm des calcaires massifs	
	"Priabonien" (identified / supposed / hypothetical)		Undetermined substrate
	Undetermined lens (identified / supposed)		Fm des calcaires plaquetés
Gurnigel Flysch (biostratigraphic units) <i>(after VAN STUIJVENBERG, 1979)</i>			Calcaires sublithographiques and Série pararythmique
	"Lutétien" (identified / supposed)		Membre noduleux
	"Cuisien" (identified / supposed)		Membre D
	"Ilerdien" (identified / supposed)		Membre C
	"Thanétien" (identified / supposed)		Membre B
	"Danien" (identified / supposed)		Membre A
	"Maastrichtien" (identified / supposed)		Fm siliceuse
	Undifferentiated Gurnigel Flysch (identified / supposed / hypothetical)		Fm spathique
			Fm oolithique
			Couches de Kössen
			Dolomies
			Cornieules
			Gypse
			Active / latent landslide
			"Secteur Hohberg"
			Long profile (LP; Fig. 4.3)



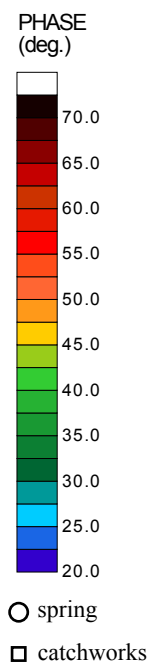
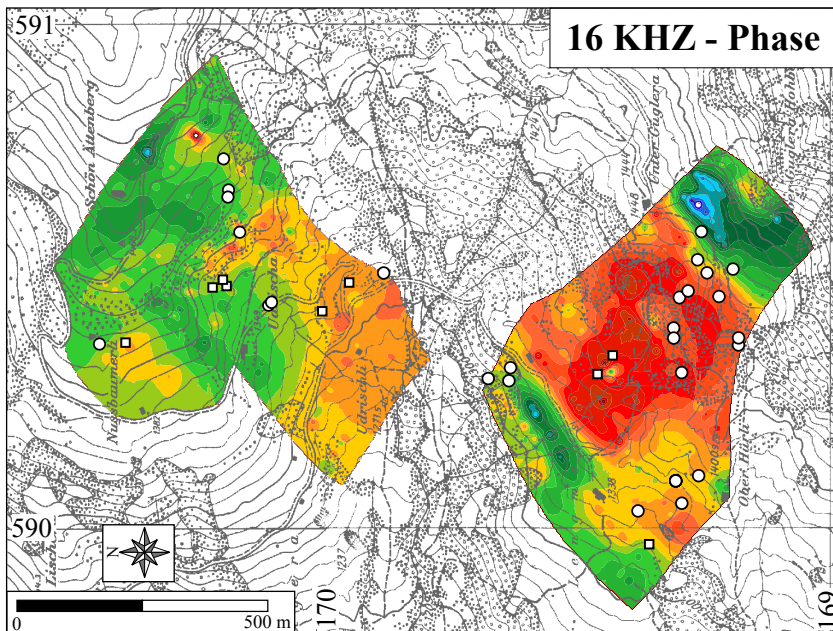
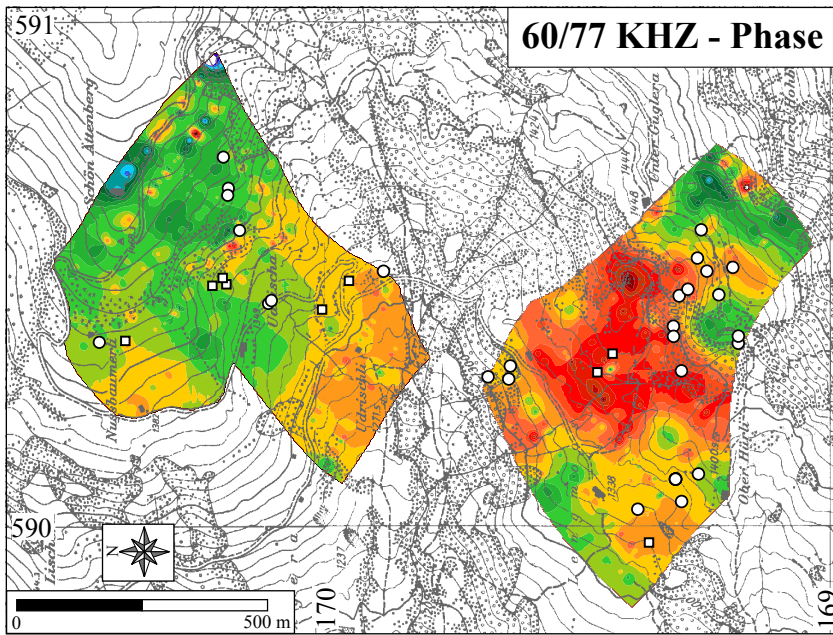
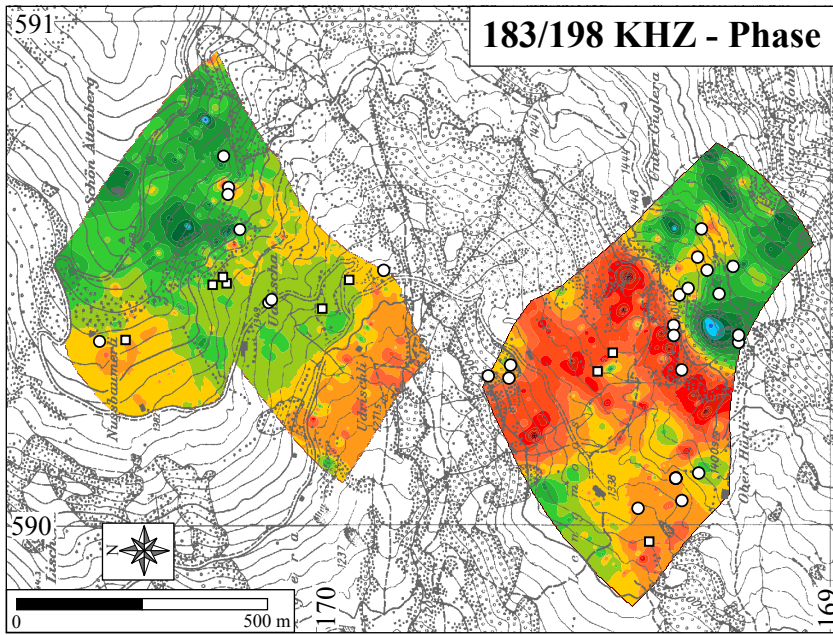




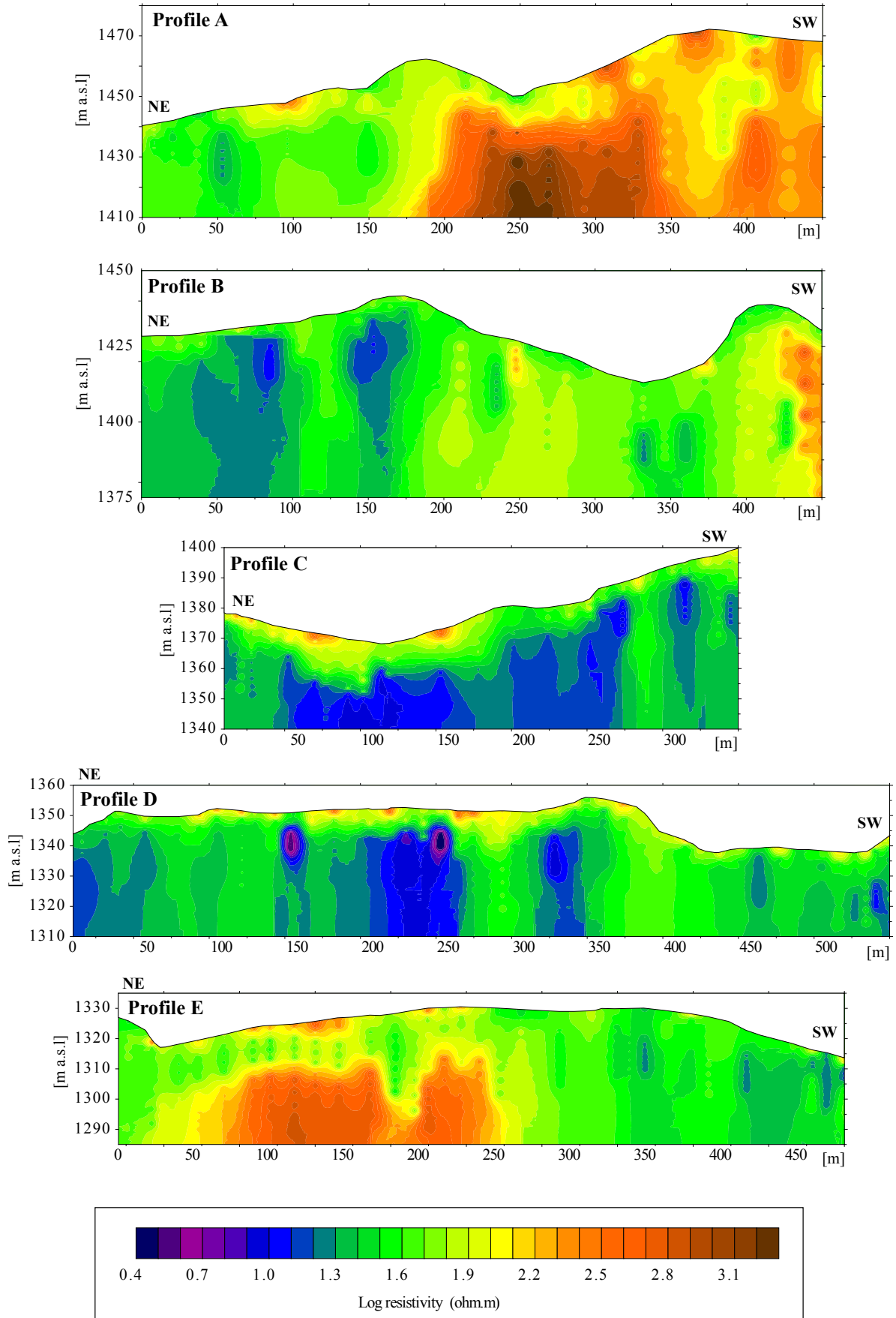
Hohberg landslide: RMT - Apparent resistivity map (GEOLEP - EPFL data)



Hohberg landslide: RMT - Phase map (GEOLEP - EPFL data)



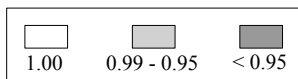
Hohberg landslide: RMT - Resistivity, Lengmoos area (GEOLEP - EPFL data)
(for profiles location, see annex 6a)



Hydrochemical comparison between main outlets of Hohberg slope based on Ca, Mg, Na, K, Cl, SO4 and HCO3 concentration *

CORRELATION COEFFICIENT for low water values

S4	S9	S12	S18	S25	S27	S29	S32	S34	S40	S41	S46	S50	S62	S64	C6	C10	C14	C16	C21	C23	C57	C7-9	B99.02	G1	outlet	
1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	-0.03	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.98	1.00	1.00	0.23	S4	
	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	0.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	0.99	0.26	S9	
		1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	-0.03	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.98	1.00	0.99	0.23	S12	
			1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	-0.02	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.98	1.00	0.99	0.23	S18	
				1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	0.03	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	0.99	1.00	0.99	0.29	S25
					1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	-0.01	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	0.99	0.25	S27
						1.00	1.00	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	0.01	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	0.99	0.27	S29
							1.00	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	-0.04	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.98	1.00	0.99	0.21	S32	
								1.00	0.99	1.00	0.99	0.99	0.13	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	1.00	0.99	0.98	0.38	S34	
									1.00	1.00	1.00	1.00	-0.02	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.98	1.00	0.99	0.24	S40	
										1.00	1.00	1.00	0.03	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	0.99	0.29	S41	
											1.00	1.00	-0.03	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.98	1.00	0.99	0.23	S46	
												1.00	-0.02	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	0.99	0.24	S50	
													1.00	-0.02	0.02	-0.02	-0.03	-0.04	-0.03	0.15	-0.01	-0.06	0.96	0.62	S62	
														1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.98	1.00	0.99	0.23	S64	
															1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	0.99	0.28	C6	
																1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	1.00	0.24	C10	
																	1.00	1.00	1.00	1.00	0.98	1.00	0.99	0.23	C14	
																		1.00	1.00	1.00	0.98	1.00	0.99	0.22	C16	
																			1.00	1.00	0.98	1.00	0.99	0.23	C21	
																				1.00	0.98	1.00	0.99	0.23	C23	
																					1.00	0.99	0.97	0.40	C57	
																						1.00	0.99	0.25	C7-9	
																							1.00	0.20	B99.02	
																								1.00	G1	

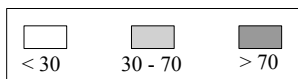


EUCLIDEAN DISTANCE for low water values

S4	S9	S12	S18	S25	S27	S29	S32	S34	S40	S41	S46	S50	S62	S64	C6	C10	C14	C16	C21	C23	C57	C7-9	B99.02	G1	outlet
0	4	41	38	15	22	24	29	32	34	17	10	28	572	58	7	12	14	15	14	24	30	18	21	249	S4
	0	40	37	14	21	23	29	30	34	15	9	27	568	57	4	12	14	15	14	24	27	17	23	245	S9
		0	3	29	19	19	12	19	7	26	32	13	575	17	38	29	27	26	27	17	24	23	60	255	S12
			0	26	16	15	9	16	5	23	29	10	574	20	35	26	24	23	24	15	21	20	57	253	S18
				0	11	11	19	18	23	5	11	16	566	45	11	6	9	9	9	15	16	9	34	243	S25
					0	2	8	14	13	8	14	7	571	36	19	10	9	8	7	15	5	42	249	S27	
						0	9	12	13	8	15	7	569	35	20	12	11	10	11	8	13	7	43	247	S29
							0	16	6	16	20	3	575	29	27	18	15	15	15	7	19	12	49	254	S32
								0	15	16	25	13	560	32	27	21	21	21	21	16	6	17	51	238	S34
									0	19	25	7	574	24	31	22	20	19	20	11	19	16	54	252	S40
										0	9	13	566	43	12	6	6	7	7	11	14	5	37	244	S41
											0	19	572	49	9	5	5	6	5	15	23	9	30	250	S46
												0	573	30	25	16	14	13	14	6	16	10	47	251	S50
													0	577	566	570	572	573	572	574	556	571	574	323	S62
														0	55	46	44	43	44	34	37	40	77	258	S64
															0	10	12	14	12	22	24	15	26	243	C6
																0	4	5	5	13	20	7	32	248	C10
																	0	2	0	10	20	4	35	250	C14
																		0	2	10	21	5	35	251	C16
																			0	10	20	4	35	250	C21
																				0	18	7	44	252	C23
																					0	17	48	235	C57
																						0	39	249	C7-9
																							0	251	B99.02
																								0	G1

$$d_{ij} = \frac{\sum_{k=1}^m (x_{ik} - x_{jk})^2}{n}$$

where
 d_{ij}: distance between sample i and sample j
 x_{ik}: kth variable measured on sample i
 x_{jk}: kth variable measured on sample j
 n: number of measured variables on each sample



(* ions concentration analyses were carried out by GEOLEP, EPFL)

Hohberg landslide: GPS measurements 1995 - 2001

23.05.95 - 20.05.98: Institute of Geology - UNIFR data

03.11.98 - 10.10.01: Geotest SA data

Control points	101		102		104		254		345	
	X-coord	Y-coord	X-coord	Y-coord	X-coord	Y-coord	X-coord	Y-coord	X-coord	Y-coord
23 mai 95	590428.769	170283.160	590273.534	170206.653			590564.230	170400.247	591145.203	170101.709
23 juin 95	590428.782	170283.141	590273.537	170206.643	590946.099	169582.059	590564.231	170400.247	591145.205	170101.709
21 août 95	590428.795	170283.157	590273.548	170206.642			590564.241	170400.250	591145.239	170101.685
9 mai 96							590564.201	170400.276	591145.167	170101.747
19 juin 96	590428.778	170283.152	590273.526	170206.659			590564.220	170400.252	591145.202	170101.711
5-6 sept 96	590428.774	170283.173	590273.527	170206.644	590946.079	169582.072	590564.228	170400.255	591145.204	170101.705
5-6 sept 96	590428.738	170283.185	590273.494	170206.654	590946.038	169582.113	590564.190	170400.268	591145.153	170101.733
26 mars 97										
29 avr. 97							590564.212	170400.251	591145.201	170101.722
29 avr. 97					590946.046	169582.109	590564.194	170400.270	591145.159	170101.743
17 juin 97										
19 août 97	590428.762	170283.171	590273.521	170206.669			590564.209	170400.258	591145.200	170101.728
19 août 97	590428.740	170283.171	590273.502	170206.663	590946.033	169582.097	590564.184	170400.263	591145.146	170101.735
6 nov. 97	590428.744	170283.173	590273.502	170206.665	590946.032	169582.112	590564.189	170400.260	591145.141	170101.729
20 mai 98	590428.744	170283.175	590273.493	170206.657	590946.031	169582.107	590564.184	170400.258	591145.146	170101.723
3 nov. 98									591145.155	170101.742
18 mai 99			590273.499	170206.649			590564.168	170400.270	591145.138	170101.733
15-16 juin 99			590273.506	170206.660			590564.190	170400.259	591145.151	170101.737
23 sept 99			590273.504	170206.663						
23 mai 01			590273.500	170206.670			590564.170	170400.270	591145.130	170101.750
10 oct. 01			590273.500	170206.663			590564.179	170400.271	591145.141	170101.744

Landslide points	1		5		6		7		9	
	X-coord	Y-coord	X-coord	Y-coord	X-coord	Y-coord	X-coord	Y-coord	X-coord	Y-coord
23 mai 95			590471.157	169885.395	590501.310	169834.406			590451.961	169734.842
23 juin 95			590471.152	169885.325	590501.289	169834.387				
21 août 95	590326.501	170013.806	590471.156	169885.344						
9 mai 96										
19 juin 96										
5-6 sept 96	590326.365	170013.701	590471.233	169885.080	590500.884	169834.406			590448.708	169738.582
5-6 sept 96	590326.329	170013.713	590471.194	169885.097	590500.844	169834.425			590448.672	169738.603
26 mars 97										
29 avr. 97										
29 avr. 97	590326.174	170013.592	590470.969	169884.914	590500.260	169834.484			590444.025	169743.471
17 juin 97			590470.965	169884.907	590500.223	169834.470			590443.802	169743.689
19 août 97										
19 août 97			590470.873	169884.894	590500.089	169834.481	590342.903	169923.401	590442.337	169745.067
6 nov. 97	590326.039	170013.487	590470.822	169884.822	590499.968	169834.483	590342.907	169923.399	590441.835	169745.528
20 mai 98	590325.930	170013.379	590470.706	169884.733	590499.682	169834.509	590342.913	169923.391	590440.969	169746.309
3 nov. 98	590325.911	170013.352	590470.674	169884.713	590499.586	169834.516			590440.613	169746.634
18 mai 99	590325.674	170013.139	590470.186	169884.370			590342.911	169923.395	590436.441	169749.673
15-16 juin 99							590342.902	169923.390	590436.343	169749.707
23 sept 99									590436.098	169749.879
23 mai 01	590325.220	170012.750					590342.89	169923.38	590434.4	169750.87
10 oct. 01							590342.907	169923.386		

Landslide points	12		13		14		15		16	
	X-coord	Y-coord	X-coord	Y-coord	X-coord	Y-coord	X-coord	Y-coord	X-coord	Y-coord
23 mai 95	590364.537	169877.403	590247.769	169917.083	590135.270	169893.515	590022.983	169868.455	590155.770	169793.681
23 juin 95	590364.522	169877.390	590247.763	169917.078	590135.280	169893.517	590022.996	169868.464	590155.750	169793.669
21 août 95	590364.524	169877.363			590135.291	169893.510	590023.010	169868.469		
9 mai 96										
19 juin 96	590364.248	169877.368	590247.673	169917.023	590135.157	169893.553	590022.918	169868.500	590155.173	169793.728
5-6 sept 96	590364.216	169877.334	590247.667	169916.996	590135.136	169893.553	590022.914	169868.471	590155.056	169793.759
5-6 sept 96	590364.179	169877.349	590247.632	169917.008	590135.103	169893.563	590022.860	169868.464	590155.024	169793.772
26 mars 97										
29 avr. 97										
29 avr. 97	590363.688	169877.272	590247.508	169916.921	590134.917	169893.600	590022.771	169868.485	590153.441	169794.016
17 juin 97	590363.644	169877.254					590022.742	169868.483	590153.367	169793.986
19 août 97										
19 août 97	590363.515	169877.251	590247.444	169916.870	590134.820	169893.603	590022.753	169868.487	590152.976	169794.057
6 nov. 97	590363.423	169877.226	590247.416	169916.841	590134.769	169893.631	590022.675	169868.496	590152.768	169794.042
20 mai 98	590363.221	169877.187	590247.335	169916.777	590134.659	169893.652	590022.628	169868.507	590152.481	169794.074
3 nov. 98	590363.168	169877.187	590247.320	169916.756			590022.588	169868.498	590152.403	169794.083
18 mai 99	590362.156	169877.023	590247.104	169916.606			590022.267	169868.541		
15-16 juin 99	590362.097	169877.021								
23 sept 99	590361.972	169877.004							590150.696	169794.235
23 mai 01	590361.29	169876.9	590246.71	169916.34					590150.07	169794.26
10 oct. 01	590361.23	169876.88	590246.684	169916.298					590150.006	169794.244

Landslide points	17		24		32		33		41	
	X-coord	Y-coord	X-coord	Y-coord	X-coord	Y-coord	X-coord	Y-coord	X-coord	Y-coord
23 mai 95	590273.935	169826.235	590907.822	169909.335						
23 juin 95	590273.905	169826.222	590907.853	169909.348	590909.684	169459.122	590897.389	169436.322	590727.835	169482.820
21 août 95	590273.879	169826.207			590909.665	169459.087	590897.351	169436.297		
9 mai 96			590907.701	169909.369	590909.689	169459.103			590727.373	169483.095
19 juin 96	590273.106	169826.263					590897.356	169436.368	590727.411	169483.086
5-6 sept 96			590907.680	169909.350	590909.685	169459.163	590897.317	169436.418	590727.319	169483.162
5-6 sept 96			590907.633	169909.376	590909.646	169459.206			590727.319	169483.162
26 mars 97										
29 avr. 97	590270.761	169826.284					590897.344	169436.437		
29 avr. 97	590270.738	169826.279	590907.456	169909.463					590727.361	169483.236
17 juin 97	590270.690	169826.257								
19 août 97	590270.102	169826.266	590907.385	169909.399			590897.323	169436.443		
19 août 97							590897.260	169436.478	590727.296	169483.245
6 nov. 97	590269.868	169826.280	590907.263	169909.408	590909.623	169459.213	590897.277	169436.474	590727.295	169483.236
20 mai 98	590269.497	169826.274	590907.182	169909.418			590897.262	169436.475	590727.210	169483.488
3 nov. 98	590269.370	169826.301			590909.618	169459.237	590897.268	169436.480	590727.261	169483.265
18 mai 99	590267.418	169826.372								
15-16 juin 99					590909.598	169459.225	590897.231	169436.453	590726.269	169484.117
23 sept 99	590267.233	169826.338								
23 mai 01	590266.36	169826.5	590906.32	169909.55	590909.67	169459.31	590897.12	169436.47	590725.99	169484.35
10 oct. 01	590266.376	169826.477	590906.182	169909.574					590725.94	169484.418

Data processing: Bureau des Autoroutes (BAR)

Landslide points	43		50		51		53		55	
	X-coord	Y-coord	X-coord	Y-coord	X-coord	Y-coord	X-coord	Y-coord	X-coord	Y-coord
23 mai 95										
23 juin 95	590720.531	169518.960								
21 août 95	590720.334	169518.989								
9 mai 96	590720.037	169519.044								
19 juin 96	590720.060	169519.034								
5-6 sept 96	590720.031	169519.025								
5-6 sept 96	590720.031	169519.025	589108.146	169933.905	589155.418	169839.018	589222.597	169878.544	589324.893	169865.548
26 mars 97			589108.136	169933.906	589155.395	169839.011	589222.570	169878.521	589324.878	169865.525
29 avr. 97										
29 avr. 97	590719.960	169519.171	589108.138	169933.932	589155.394	169839.012	589222.579	169878.557	589324.867	169865.553
17 juin 97									589324.857	169865.539
19 août 97										
19 août 97	590719.891	169519.166	589108.127	169933.947	589155.387	169839.018	589222.556	169878.548	589324.851	169865.534
6 nov. 97	590719.875	169519.155	589108.115	169933.940	589155.379	169839.002	589222.544	169878.554	589324.828	169865.545
20 mai 98	590719.855	169519.154	589108.087	169933.958	589155.356	169839.002	589222.505	169878.556	589324.779	169865.530
3 nov. 98	590719.846	169519.169	589108.090	169933.975	589155.358	169839.001	589222.504	169878.565	589324.770	169865.533
18 mai 99			589108.038	169933.992	589155.305	169838.973	589222.426	169878.569	589324.648	169865.504
15-16 juin 99	590718.745	169519.488	589108.040	169933.995	589155.278	169838.934	589222.386	169878.571	589324.591	169865.492
23 sept 99			589107.930	169934.106	589155.179	169838.950	589222.202	169878.612	589324.363	169865.470
23 mai 01	590718.46	169519.58			589155.04	169838.91	589221.96	169878.63	589324.07	169865.42
10 oct. 01	590718.381	169519.58			589155.03	169838.913	589221.961	169878.658	589324.054	169865.421

Landslide points	56		57		58		59		60	
	X-coord	Y-coord	X-coord	Y-coord	X-coord	Y-coord	X-coord	Y-coord	X-coord	Y-coord
23 mai 95										
23 juin 95										
21 août 95										
9 mai 96										
19 juin 96										
5-6 sept 96										
5-6 sept 96	589360.712	169901.844	589374.746	169971.449	589268.275	170111.548	589482.983	169909.338	589522.632	169875.581
26 mars 97	589360.677	169901.816	589374.745	169971.430	589268.259	170111.522	589482.944	169909.337	589522.581	169875.585
29 avr. 97										
29 avr. 97	589360.686	169901.846	589374.762	169971.458	589268.279	170111.564	589482.947	169909.358	589522.577	169875.602
17 juin 97	589360.666	169901.833					589482.933	169909.342	589522.574	169875.600
19 août 97										
19 août 97	589360.652	169901.837	589374.749	169971.463	589268.262	170111.540	589482.904	169909.349	589522.546	169875.610
6 nov. 97	589360.633	169901.839	589374.749	169971.458	589268.267	170111.547	589482.882	169909.355	589522.532	169875.613
20 mai 98	589360.589	169901.827	589374.735	169971.449	589268.263	170111.545	589482.828	169909.350	589522.474	169875.608
3 nov. 98	589360.584	169901.834	589374.743	169971.453			589482.812	169909.355	589522.458	169875.616
18 mai 99	589360.461	169901.813	589374.717	169971.464	589268.252	170111.553	589482.638	169909.377	589522.284	169875.642
15-16 juin 99	589360.391	169901.795			589268.249	170111.541	589482.560	169909.374	589522.212	169875.645
23 sept 99	589360.186	169901.771	589374.694	169971.465	589268.258	170111.536	589482.313	169909.387	589522.004	169875.696
23 mai 01	589359.9	169901.74	589374.63	169971.51	589268.21	170111.55	589481.96	169909.46	589521.69	169875.74
10 oct. 01	589359.889	169901.745	589374.623	169971.498	589268.227	170111.537	589481.966	169909.422	589521.69	169875.737

Landslide points	61		64		65		201		203	
	X-coord	Y-coord	X-coord	Y-coord	X-coord	Y-coord	X-coord	Y-coord	X-coord	Y-coord
23 mai 95										
23 juin 95										
21 août 95									589680.151	169747.277
9 mai 96										
19 juin 96										
5-6 sept 96									589680.144	169747.263
5-6 sept 96	589937.467	169790.109	589377.717	169925.136	589312.059	169950.462	589018.952	169981.939	589680.122	169747.269
26 mars 97			589377.711	169925.122	589312.061	169950.451	589018.948	169981.917	589680.123	169747.257
29 avr. 97										
29 avr. 97			589377.726	169925.151	589312.065	169950.481	589018.947	169981.924	589680.122	169747.286
17 juin 97	589937.378	169790.097							589680.130	169747.266
19 août 97										
19 août 97	589937.349	169790.108	589377.704	169925.137	589312.053	169950.481	589018.943	169981.954	589680.124	169747.258
6 nov. 97	589937.334	169790.096					589018.945	169981.942	589680.120	169747.260
20 mai 98	589937.271	169790.091	589377.695	169925.138	589312.039	169950.471	589018.941	169981.938	589680.119	169747.269
3 nov. 98			589377.704	169925.144					589680.132	169747.264
18 mai 99	589937.028	169790.088	589377.677	169925.136	589312.028	169950.474	589018.940	169981.933	589680.114	169747.261
15-16 juin 99			589377.683	169925.145	589312.019	169950.480	589018.940	169981.941	589680.120	169747.266
23 sept 99			589377.643	169925.152	589311.996	169950.483	589018.938	169981.939	589680.116	169747.264
23 mai 01			589377.57	169925.18	589311.94	169950.5	589018.95	169981.95	589680.13	169747.26
10 oct. 01			589377.586	169925.169	589311.939	169950.504	589018.956	169981.957	589680.114	169747.27

Landslide points	259		501		M1	
	X-coord	Y-coord	X-coord	Y-coord	X-coord	Y-coord
23 mai 95						
23 juin 95	590239.300	169880.817				
21 août 95	590239.294	169880.814			589879.650	169862.539
9 mai 96						
19 juin 96						
5-6 sept 96	590239.012	169880.816			589879.568	169862.537
5-6 sept 96	590238.978	169880.828			589879.541	169862.543
26 mars 97					589879.494	169862.513
29 avr. 97						
29 avr. 97					589879.493	169862.552
17 juin 97	590238.480	169880.801			589879.484	169862.533
19 août 97						
19 août 97	590238.341	169880.808			589879.451	169862.536
6 nov. 97	590238.253	169880.802	590190.783	169888.562	589879.429	169862.536
20 mai 98	590238.059	169880.792	590190.631	169888.557	589879.365	169862.521
3 nov. 98			590190.598	169888.547	589879.367	169862.531
18 mai 99			590189.965	169888.549	589879.114	169862.504
15-16 juin 99						
23 sept 99			590189.783	169888.550		
23 mai 01			590189.31	169888.56	589878.69	169862.48
10 oct. 01			590189.285	169888.536	589878.664	169862.467

REFERENCE POINT	103	
	X-coord	Y-coord
23 mai 95	588838.452	169352.201
23 juin 95	588838.456	169352.202
21 août 95	588838.452	169352.203
9 mai 96	588838.432	169352.202
19 juin 96	588838.448	169352.224
5-6 sept 96	588838.452	169352.201
5-6 sept 96	588838.452	169352.201
26 mars 97	588838.452	169352.201
29 avr. 97	588838.444	169352.220
29 avr. 97	588838.452	169352.201
17 juin 97	588838.452	169352.201
19 août 97	588838.441	169352.230
19 août 97	588838.452	169352.201
6 nov. 97	588838.452	169352.201
20 mai 98	588838.452	169352.201
3 nov. 98	588838.452	169352.201
18 mai 99	588838.452	169352.201
15-16 juin 99	588838.452	169352.201
23 sept 99	588838.452	169352.201
23 mai 01	588838.452	169352.201
10 oct. 01	588838.452	169352.201

calibration "multi"
 calibration "solo"

Data processing: Bureau des Autoroutes (BAR)

General evolution of the Hohberg landslide velocities, between 1995 - 2001

GPS measurements											
GPS pt	1995 - 1996		1996 - 1997		1997 - 1998		1998 - 1999		1999 - 2001		Mean direction [°N]
	Measurement dates	V [cm/year]	Measurement dates	V [cm/year]	Measurement dates	V [cm/year]	Measurement dates	V [cm/year]	Measurement dates	V [cm/year]	
1	21.8.95 - 5.9.96	16.4	5.9.96 - 6.11.97	31.4	6.11.97 - 3.11.98	18.7	3.11.98 - 18.5.99	59.4	18.5.99 - 23.5.01	29.6	229
5	23.6.95 - 5.9.96	6.4	5.9.96 - 19.8.97	39.8	19.8.97 - 3.11.98	22.1	3.11.98 - 18.5.99	111	-	-	234
6	23.6.95 - 5.9.96	33.6	5.9.96 - 19.8.97	79.4	19.8.97 - 3.11.98	41.7	-	-	-	-	274
9	23.5.95 - 5.9.96	380.3	5.9.96 - 19.8.97	946.2	19.8.97 - 3.11.98	192.8	3.11.98 - 23.9.99	623.8	23.9.99 - 23.5.01	116	311
12	23.6.95 - 5.9.96	25.8	5.9.96 - 19.8.97	70.4	19.8.97 - 3.11.98	29.2	3.11.98 - 23.9.99	136.3	23.9.99 - 23.5.01	41.4	261
13	23.6.95 - 5.9.96	10.5	5.9.96 - 19.8.97	24.5	19.8.97 - 3.11.98	13.9	3.11.98 - 18.5.99	48.8	18.5.99 - 23.5.01	23.6	232
14	23.6.95 - 5.9.96	12.3	5.9.96 - 19.8.97	29.9	-	-	-	-	-	-	281
15	23.6.95 - 5.9.96	6.8	5.9.96 - 19.8.97	11.5	19.8.97 - 3.11.98	13.6	3.11.98 - 18.5.99	60.3	-	-	277
16	23.6.95 - 5.9.96	58	5.9.96 - 19.8.97	216.7	19.8.97 - 3.11.98	47.4	3.11.98 - 23.9.99	193	23.9.99 - 23.5.01	37.5	276
17	23.6.95 - 9.5.96	80.6	19.6.96 - 19.8.97	254	19.8.97 - 3.11.98	60.6	3.11.98 - 23.9.99	240.8	23.9.99 - 23.5.01	52.7	272
24	23.6.95 - 5.9.96	14.3	5.9.96 - 19.8.97	26.1	-	-	-	-	-	-	273
32	23.6.95 - 5.9.96	<2	5.9.96 - 6.11.97	<2	6.11.97 - 3.11.98	<2	3.11.98 - 15.6.99	3.7	15.6.99 - 23.5.01	<2	246
33	23.6.95 - 5.9.96	<2	5.9.96 - 19.8.97	<2	19.8.97 - 3.11.98	<2	3.11.98 - 15.6.99	7.5	15.6.99 - 23.5.01	4.5	240
41	23.6.95 - 5.9.96	51	5.9.96 - 19.8.97	7.5	19.8.97 - 3.11.98	3.3	3.11.98 - 15.6.99	213	15.6.99 - 23.5.01	18.8	310
43	23.6.95 - 5.9.96	41.2	5.9.96 - 19.8.97	18.4	19.8.97 - 3.11.98	3.6	3.11.98 - 15.6.99	186.7	15.6.99 - 23.5.01	15.4	287
50	-	-	5.9.96 - 19.8.97	4.4	19.8.97 - 3.11.98	3.8	3.11.98 - 23.9.99	23.3	-	-	310
51	-	-	5.9.96 - 19.8.97	3.1	19.8.97 - 3.11.98	2.7	3.11.98 - 23.9.99	20.9	23.9.99 - 23.5.01	8.7	250
53	-	-	5.9.96 - 19.8.97	4.3	19.8.97 - 3.11.98	4.5	3.11.98 - 23.9.99	34.4	23.9.99 - 23.5.01	14.5	280
55	-	-	5.9.96 - 19.8.97	4.5	19.8.97 - 3.11.98	6.7	3.11.98 - 23.9.99	46.4	23.9.99 - 23.5.01	17.8	261
56	-	-	5.9.96 - 19.8.97	6.3	19.8.97 - 3.11.98	5.6	3.11.98 - 23.9.99	45.4	23.9.99 - 23.5.01	17.3	262
57	-	-	5.9.96 - 19.8.97	<2	19.8.97 - 3.11.98	<2	3.11.98 - 23.9.99	5.7	23.9.99 - 23.5.01	4.3	281
58	-	-	5.9.96 - 19.8.97	<2	-	-	20.5.98 - 23.9.99	<2	23.9.99 - 23.5.01	3	291
59	-	-	5.9.96 - 19.8.97	8.3	19.8.97 - 3.11.98	7.6	3.11.98 - 23.9.99	56.3	23.9.99 - 23.5.01	21.5	274
60	-	-	5.9.96 - 19.8.97	9.4	19.8.97 - 3.11.98	7.3	3.11.98 - 23.9.99	51.9	23.9.99 - 23.5.01	19	279
61	-	-	5.9.96 - 19.8.97	12.4	-	-	-	-	-	-	267
64	-	-	5.9.96 - 19.8.97	<2	19.8.97 - 3.11.98	<2	3.11.98 - 23.9.99	6.9	23.9.99 - 23.5.01	4.5	277
65	-	-	5.9.96 - 19.8.97	<2	19.8.97 - 3.11.98	<2	20.5.98 - 23.9.99	3.3	23.9.99 - 23.5.01	3.5	280
201	-	-	5.9.96 - 19.8.97	<2	19.8.97 - 3.11.98	<2	3.11.98 - 23.9.99	<2	23.9.99 - 23.5.01	<2	284
203	21.8.95 - 5.9.96	<2	5.9.96 - 19.8.97	<2	19.8.97 - 3.11.98	<2	3.11.98 - 23.9.99	<2	23.9.99 - 23.5.01	<2	300
259	23.6.95 - 5.9.96	23.9	5.9.96 - 19.8.97	66.8	-	-	-	-	-	-	268
501	-	-	-	-	6.11.97 - 3.11.98	18.7	3.11.98 - 23.9.99	91.8	23.9.99 - 23.5.01	28.4	270
M1	21.8.95 - 5.9.96	7.8	5.9.96 - 19.8.97	9.5	19.8.97 - 3.11.98	6.9	3.11.98 - 18.5.99	47.4	18.5.99 - 23.5.01	21.1	265

23.05.95 - 20.05.98: Institute of Geology - UNIFR data

03.11.98 - 10.10.01: Geotest SA data

Inclinometric measurements		
Drilling	1995 - 1996	
	Measurement dates	V [cm/year]
B3	2.5.95 - 22.8.96	3.8
B4	2.5.95 - 22.8.96	1.2
B8	24.11.95 - 22.8.96	4

Géolina SA data

Hohberg landslide, dendrogeomorphology: characteristics of tree samples

Sample number	Sampling date	Species	Sampling height [m]	Slope		Tree age	First ring	Last ring
				dip [°]	dir. [°/N]			
Zone 2								
Ho-11	autumn 1997	<i>Picea abies</i>	1-2	10-15	310	59	1938	1997
Ho-12	autumn 1997	<i>Picea abies</i>	1-2	10-15	310	69	1928	1997
Ho-13	autumn 1997	<i>Picea abies</i>	1-2	10-15	310	58	1939	1997
Ho-14	autumn 1997	<i>Picea abies</i>	1-2	10-15	310	58	1939	1997
Ho-15	autumn 1997	<i>Picea abies</i>	1-2	10-15	310	64	1933	1997
Ho-21	autumn 1997	<i>Picea abies</i>	1-2	10-15	340	30	1967	1997
Ho-22	autumn 1997	<i>Picea abies</i>	1-2	10-15	340	58	1939	1997
Ho-23	autumn 1997	<i>Picea abies</i>	1-2	10-15	340	56	1941	1997
Ho-24	autumn 1997	<i>Picea abies</i>	1-2	10-15	340	68	1929	1997
Zone 1								
Ho-107	16.02.2001	<i>Picea abies</i>	1-3	10	280	91	1909	2000
Ho-112	16.02.2001	<i>Picea abies</i>	1-3	20	280	62	1938	2000
Ho-117	20.02.2001	<i>Picea abies</i>	3	40	40	77	1923	2000
Ho-118	20.02.2001	<i>Picea abies</i>	2	40	60	73	1926	1999
Ho-119	20.02.2001	<i>Picea abies</i>	1.5	20	250	98	1901	1999
Ho-120	20.02.2001	<i>Picea abies</i>	0.3	20	250	100	1900	2000
Ho-121	20.02.2001	<i>Picea abies</i>	1	10	330	56	1944	2000
Ho-123	20.02.2001	<i>Picea abies</i>	1-3	10-15	330	45	1955	2000
Ho-127	20.02.2001	<i>Picea abies</i>	1-4	10	300	27	1973	2000
Ho-128	20.02.2001	<i>Picea abies</i>	1-5	10	300	40	1960	2000
Ho-132	20.02.2001	<i>Picea abies</i>	1-6	10	300	34	1966	2000
Ho-133	20.02.2001	<i>Picea abies</i>	1-7	10-20	300	70	1930	2000
Ho-136	20.02.2001	<i>Picea abies</i>	1-8	10-20	300	59	1941	2000
Ho-137	20.02.2001	<i>Picea abies</i>	1-9	10-20	300	46	1954	2000
Ho-140	21.02.2001	<i>Picea abies</i>	1.5	20	260	63	1937	2000
Ho-141	21.02.2001	<i>Picea abies</i>	1-3	20	260	59	1941	2000
Ho-142	21.02.2001	<i>Picea abies</i>	3	20	260	82	1917	1999
Ho-143	21.02.2001	<i>Picea abies</i>	2-3	20	260	59	1940	1999
Ho-147	21.02.2001	<i>Picea abies</i>	1	10	270	69	1931	2000
Ho-148	21.02.2001	<i>Picea abies</i>	1-3	10	290	28	1972	2000
Ho-150	21.02.2001	<i>Picea abies</i>	1	10-20	270	60	1940	2000
Zone 3								
Ho-201	30.07.2001	<i>Picea abies</i>	1-3	10	280	46	1953	1999
Ho-202	30.07.2001	<i>Picea abies</i>	1-3	10	290	35	1964	1999
Ho-203	30.07.2001	<i>Picea abies</i>	> 5	10	290	89	1911	2000
Ho-204	30.07.2001	<i>Picea abies</i>	1-3	15	290	63	1936	1999
Ho-205	30.07.2001	<i>Picea abies</i>	1-4	15	290	50	1949	1999
Ho-206	30.07.2001	<i>Picea abies</i>	1-5	15	270	73	1926	1999
Ho-207	30.07.2001	<i>Picea abies</i>	1-6	15	270	57	1942	1999
Ho-208	30.07.2001	<i>Picea abies</i>	1-7	15	270	67	1932	1999
Ho-209	30.07.2001	<i>Picea abies</i>	1-8	15	250	50	1949	1999
Ho-210	30.07.2001	<i>Picea abies</i>	1-9	15	250	45	1955	2000
Ho-211	30.07.2001	<i>Picea abies</i>	1-10	15	250	39	1960	1999
Ho-212	30.07.2001	<i>Picea abies</i>	2	10	270	86	1914	2000
Ho-213	30.07.2001	<i>Picea abies</i>	1-3	10	260	88	1912	2000
Ho-214	30.07.2001	<i>Picea abies</i>	> 5	10	260	63	1937	2000
Ho-215	30.07.2001	<i>Picea abies</i>	1-3	10	260	83	1917	2000
Zone 4								
Ho-301	31.07.2001	<i>Picea abies</i>	1-3	10	280	61	1939	2000
Ho-302	31.07.2001	<i>Picea abies</i>	1-4	10-15	290	70	1930	2000
Ho-303	31.07.2001	<i>Picea abies</i>	1-5	10-15	290	115	1885	2000
Ho-304	31.07.2001	<i>Picea abies</i>	1	10-15	290	113	1878	1991
Ho-305	31.07.2001	<i>Picea abies</i>	1	10-15	290	60	1940	2000
Ho-306	31.07.2001	<i>Picea abies</i>	1-3	10-15	290	99	1901	2000

Potential evapotranspiration (PET) - THORNTHWAITE (1948) formula

(This formula is used to calculate the potential evapotranspiration on a monthly basis. It is based mainly on temperature, although a latitude adjustment factor (f) based on day length is included)

$$PET = 1.6 * f * ((10 * T) / I)^a$$

where:

PET: □ monthly potential evapotranspiration (cm).

T: □ mean monthly temperature (°C).

I: □ a heat index for a given area which is the sum of 12 monthly index values i.
□ i is derived from mean monthly temperatures using the following formula:

$$i = (T / 5)^{1.514}$$

a: □ an empirically derived exponent which is a function of I.

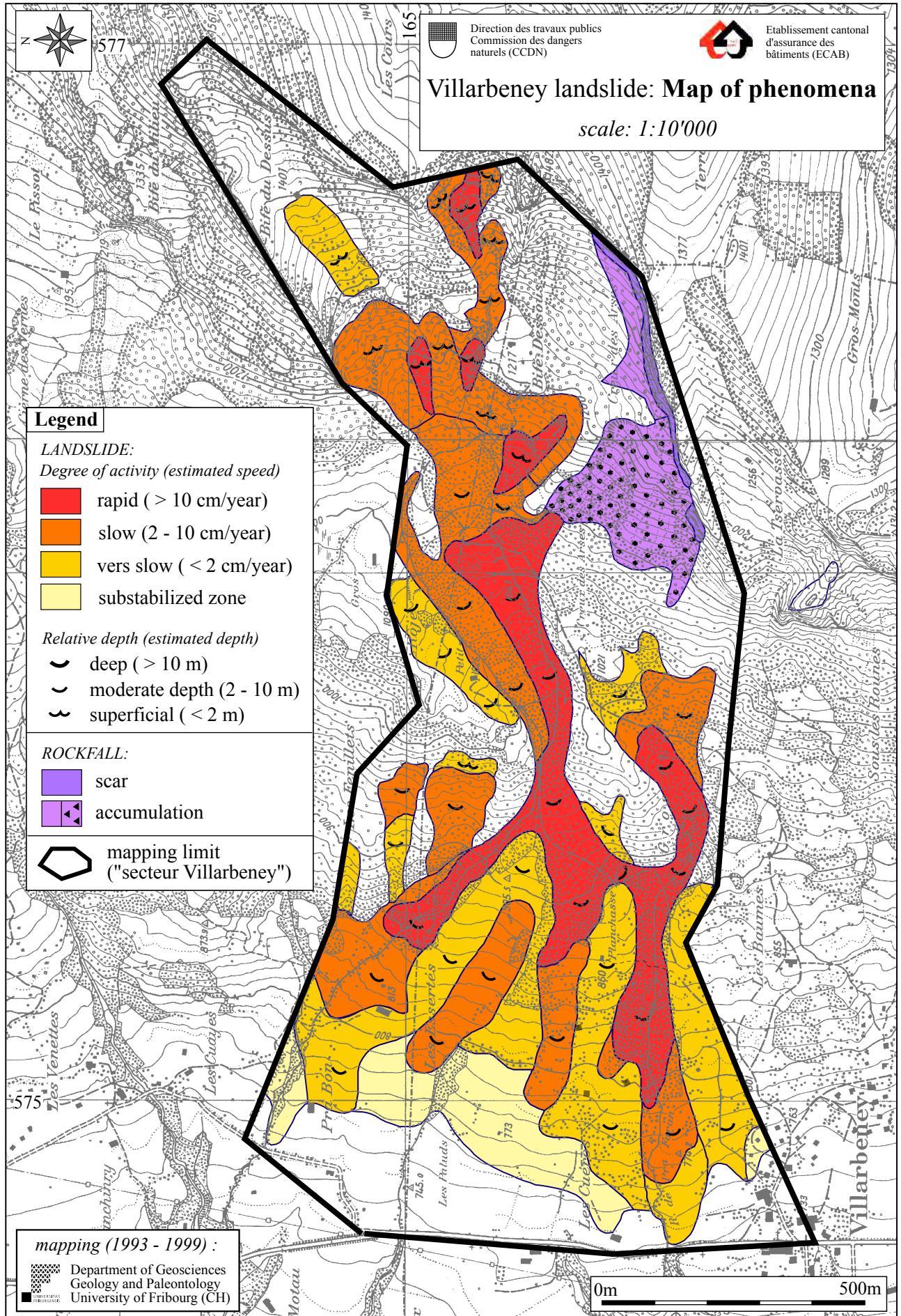
$$a = 6.75 * 10^{-7} * I^3 - 7.71 * 10^{-5} * I^2 + 1.792 * 10^{-2} * I + 0.49239$$

f: □ adjustment factor related to hours of daylight:

°Lat	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
50	0.74	0.78	1.02	1.15	1.33	1.36	1.37	1.25	1.06	0.92	0.76	0.70
49	0.75	0.79	1.02	1.14	1.32	1.34	1.35	1.24	1.05	0.93	0.76	0.71
48	0.76	0.80	1.02	1.14	1.31	1.33	1.34	1.23	1.05	0.93	0.77	0.72
47	0.77	0.80	1.02	1.14	1.30	1.32	1.33	1.22	1.04	0.93	0.78	0.73
46	0.79	0.81	1.02	1.13	1.29	1.31	1.32	1.22	1.04	0.94	0.79	0.74
45	0.80	0.81	1.02	1.13	1.28	1.29	1.31	1.21	1.04	0.94	0.79	0.75
44	0.81	0.82	1.02	1.13	1.27	1.29	1.30	1.20	1.04	0.95	0.80	0.76
43	0.81	0.82	1.02	1.12	1.26	1.28	1.29	1.20	1.04	0.95	0.81	0.77
42	0.82	0.83	1.03	1.12	1.26	1.27	1.28	1.19	1.04	0.95	0.82	0.79
41	0.83	0.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	0.96	0.82	0.80
40	0.84	0.83	1.03	1.11	1.24	1.25	1.27	1.18	1.04	0.96	0.83	0.81

(In grey: values used for this study)

LORENTE (1961)





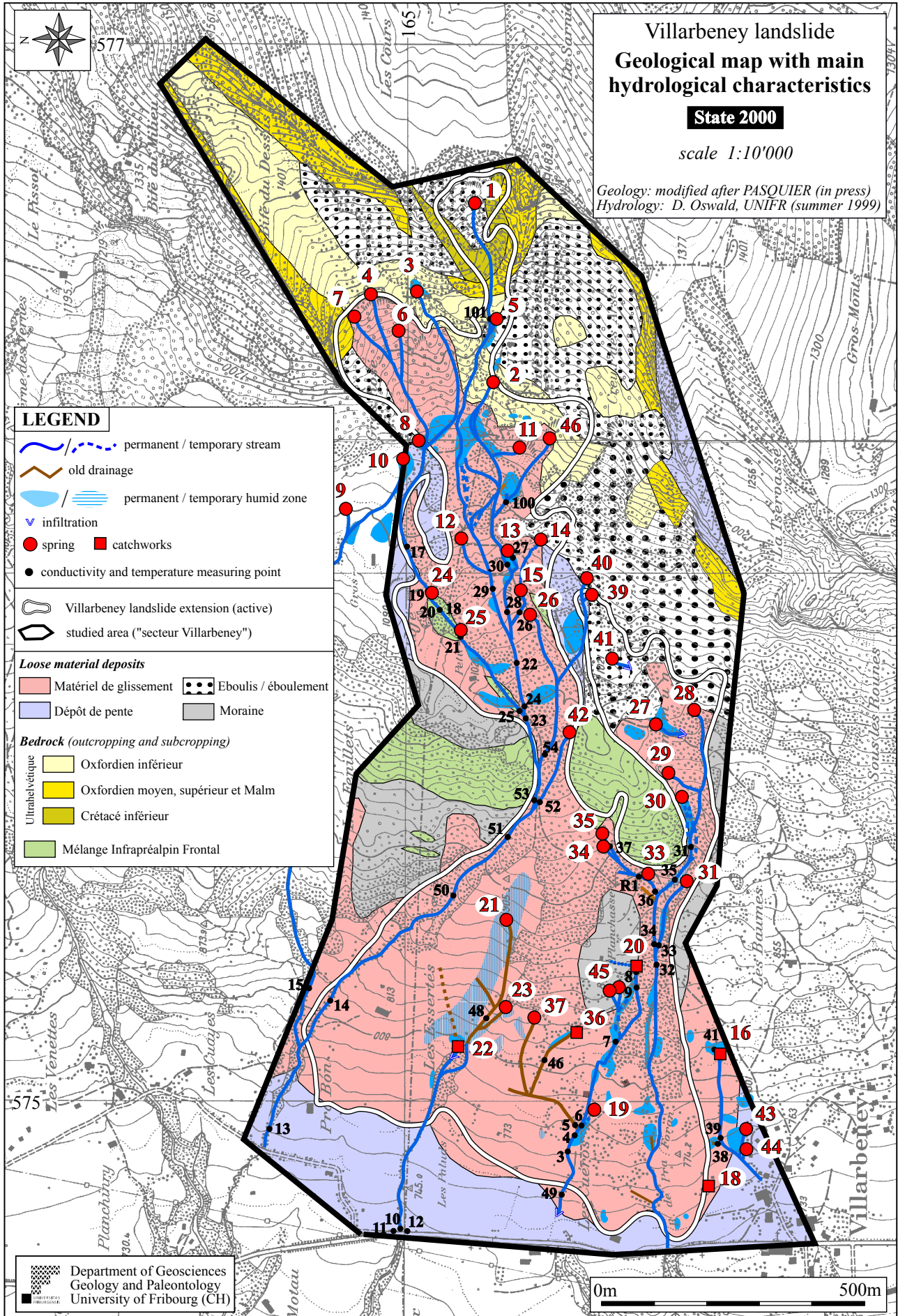
A - Aerial view of the lower part of the Villarbenev landslide (photo taken by S. Roulin, autumn 2001)

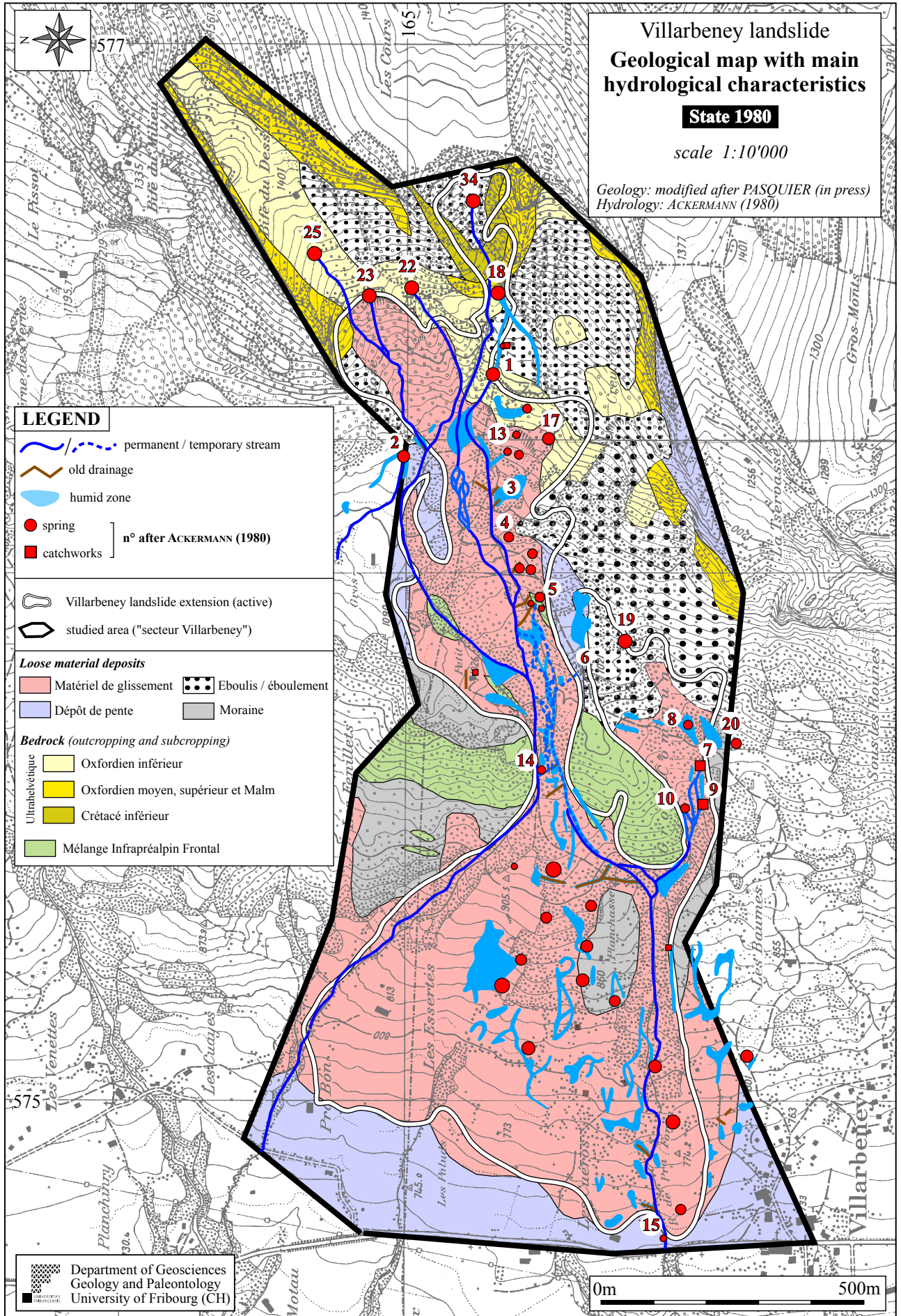


B - Villarbenev landslide: south limit of "couloir nord" represented by a levee (coord:575.700/164.690, white point on photo A).

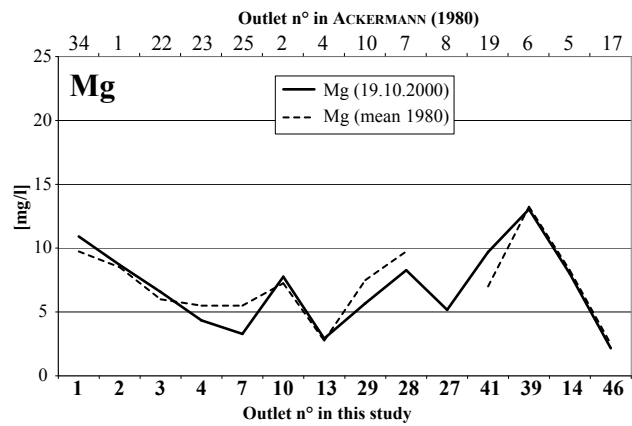
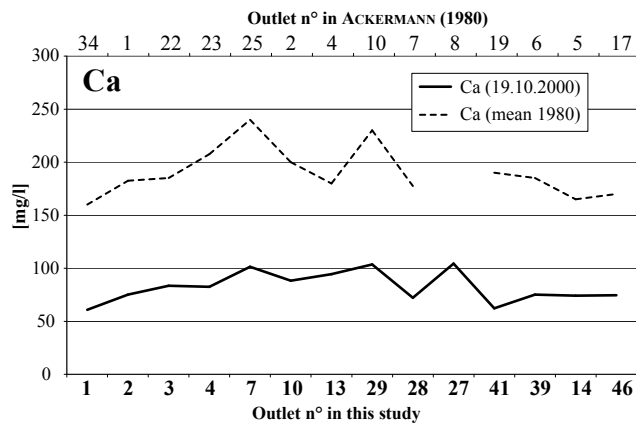
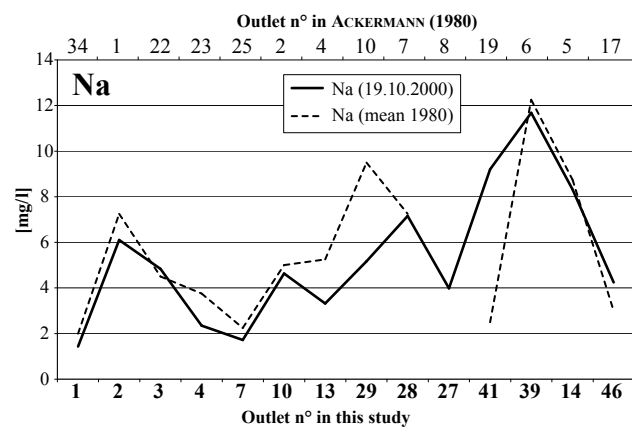
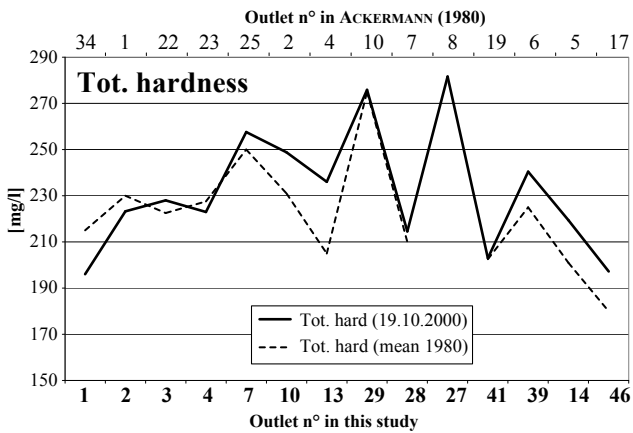
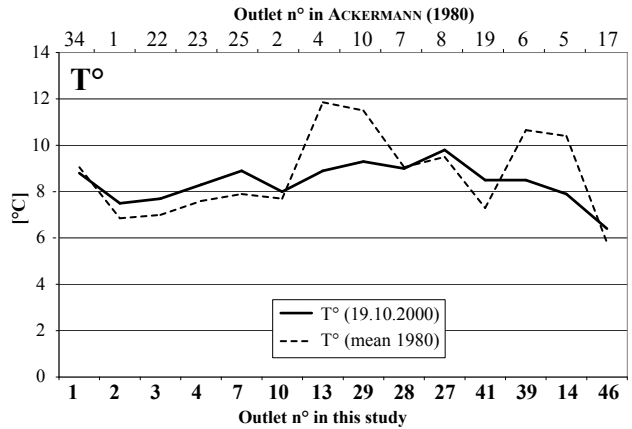
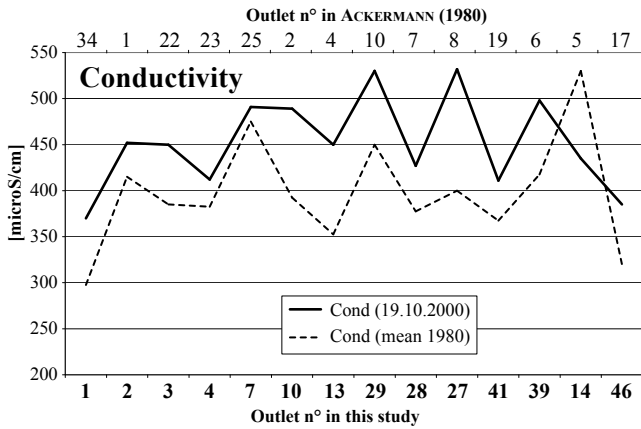
Villarbeney landslide: **1978 - 1980 field investigations and research**

- Relevé topographique de précision à partir de prises de vues aériennes (Institut de Photogrammétrie, EPFL)
- Etablissement d'un réseau géodésique de base (env. 20 points) et mesures périodiques (Institut de Géodésie et Mensuration, EPFL)
- Etude prévisionnelle de stabilité des terrain par prospection de surface (Institut de Géologie, UNIFR)
- Prospection géophysique par sismique réfraction et sondage électrique (Laboratoire de Géologie, EPFL)
- Sondages mécaniques carottés: 3 forages profonds (F0, F1, F2) par Fortini SA et 4 sondages peu profonds (F3, F4, F5, et F6) par le Laboratoire de Mécanique des Sols de l'EPFL
- Relevés géologiques des forages carottés et étude géotechnique sur échantillons (Institut de Géologie, UNIFR; Laboratoire de Géologie et Laboratoire de Mécanique des Sols, EPFL)
- Mesures inclinométriques dans quatre forages (F0, F1, F2 et F3) par le Laboratoire de Mécanique des Sols de l'EPFL
- Etude de pressions interstitielles sur trois forages (F4, F5 et F6) par le Laboratoire de Mécanique des Sols de l'EPFL
- Hydrogéologie du glissement de Villarbeney (Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel)
- Datations radiométriques au C₁₄ (Institut de Physique de l'Université de Berne)
- Enquête historique sommaire (Institut de Géologie, UNIFR)





**Chemical and physical analyses of main outlets of the Villarbenev slope:
1980 and 2000 measurements comparison**



Villarbeney landslide: 1977 - 1980 geodetic measurements

(EPFL, 1981)

Pts	7.77 - 7.78				7.78 - 8.79				8.79 - 8.80			
	displ.	azimuth	?Z	Vel.	displ.	azimuth	?Z	Vel.	displ.	azimuth	?Z	Vel.
	(m)	°/ Nord	(m)	cm/year	(m)	°/ N	(m)	cm/year	(m)	°/ N	(m)	cm/year
Points triangulés												
72	0.37	256	-0.11	37	0.16	255	-0.11	14.8	0.32	254	-0.12	32
501	0.05	292	0.02	5								
503	0.01	180	0.01	1								
504	0.06	239	-0.01	6								
505	0.11	270	-0.02	11	0.1	288	-0.02	9.2	0.15	281	-0.03	15
1205					0.27	272	-0.09	24.9	0.36	274	-0.06	36
1206					0.25	296	-0.04	23.1	0.25	296	-0.03	25
1212					0.09	257	-0.03	8.3	0.11	243	-0.02	11
1214					0.09	282	-0.04	8.3	0.16	284	-0.03	16
1216					0.19	306	-0.07	17.5	0.44	305	-0.2	44
Points polygones												
203	0.08	263	-0.09	8								
205	0.2	240	-0.1	20								
211	2.1	266	-0.54	210	0.37	264	-0.12	34.2	0.52	270	-0.14	52
Points sur profils												
P1.2	3	238	-0.69	300	0.77	240	-0.32	71.1	0.97	241	-0.18	97
P2.3	3.29	270	-1.09	329	1.1	271	-0.43	101.5	0.79	271	-0.19	79
P3.1	0.85	274	-0.22	85	0.1	287	-0.03	9.2	0.13	274	-0.02	13
Quadrilatère sud												
QS12					0.47	267		43.4	0.74	267	-0.08	74

Pts	7.78 - 11.78				11.78 - 8.79			
	displ.	azimuth	?Z	Vel.	displ.	azimuth	?Z	Vel.
	(m)	°/ Nord	(m)	cm/year	(m)	°/ Nord	(m)	cm/year
Points sur profils								
P1.2								
P2.3	0.86	271	-0.37	258	0.24	273	-0.06	32
P3.1	0.08	277	-0.02	24	0.03	315	-0.01	4
Quadrilatère sud								
7.78 - 9.78					9.78 - 8.79			
QS12	0.15	267		90	0.32	267	-0.03	34.9

Villarbeney landslide: laser Disto™ measurements
(for points location, see Fig. 5.7)

A/ Measurements precision: margin of error calculation (2σ)

19.06.2000	Pt 1a			Pt 1b			Pt 2a			Pt 4		Pt 5	
	m1	m2	m3	m1	m2	m3	m1	m2	m3	m1	m2	m1	m2
1	17.042	17.042	17.045	15.846	15.846	15.855	18.422	18.421	18.419	7.938	7.937	17.911	17.912
2	17.043	17.042	17.047	15.847	15.848	15.853	18.421	18.421	18.423	7.938	7.939	17.913	17.913
3	17.041	17.042	17.041	15.846	15.847	15.857	18.423	18.424	18.420	7.939	7.935	17.914	17.911
4	17.042	17.039	17.050	15.847	15.849	15.855	18.422	18.420	18.421	7.937	7.939	17.912	17.914
5	17.042	17.047	17.047	15.848	15.852	15.855	18.420	18.421	18.419	7.938	7.939	17.913	17.914
Mean1	17.042	17.042	17.046	15.847	15.848	15.855	18.422	18.421	18.420	7.938	7.938	17.913	17.913
Mean2	17.043			15.850			18.421			7.938		17.913	
2σ	6.04 mm			7.95 mm			2.91 mm			2.57 mm		2.32 mm	

18.10.2000	Pt 1a			Pt 1b			Pt 2a			Pt 4		Pt 5	
	m1	m2	m3	m1	m2	m3	m1	m2	m3	m1	m2	m1	m2
1	17.050	17.050	17.037	15.848	15.847	15.847	18.426	18.426	18.417	7.990	7.986	17.974	17.972
2	17.051	17.049	17.041	15.849	15.847	15.844	18.426	18.425	18.414	7.991	7.988	17.974	17.971
3	17.048	17.052	17.038	15.848	15.845	15.850	18.426	18.429	18.418	7.990	7.985	17.975	17.973
4	17.054	17.051	17.037	15.849	15.845	15.848	18.426	18.428	18.419	7.990	7.986	17.975	17.973
5	17.052	17.050	17.038	15.848	15.846	15.847	18.426	18.428	18.414	7.990	7.988	17.975	17.973
Mean1	17.051	17.050	17.038	15.848	15.846	15.847	18.426	18.427	18.416	7.990	7.987	17.975	17.972
Mean2	17.047			15.847			18.423			7.988		17.974	
2σ	12.62 mm			3.31 mm			10.45 mm			4.24 mm		2.71 mm	

2σ MEAN: 5.51 mm

B/ Displacement measurements between 19.06.2000 and 18.10.2000

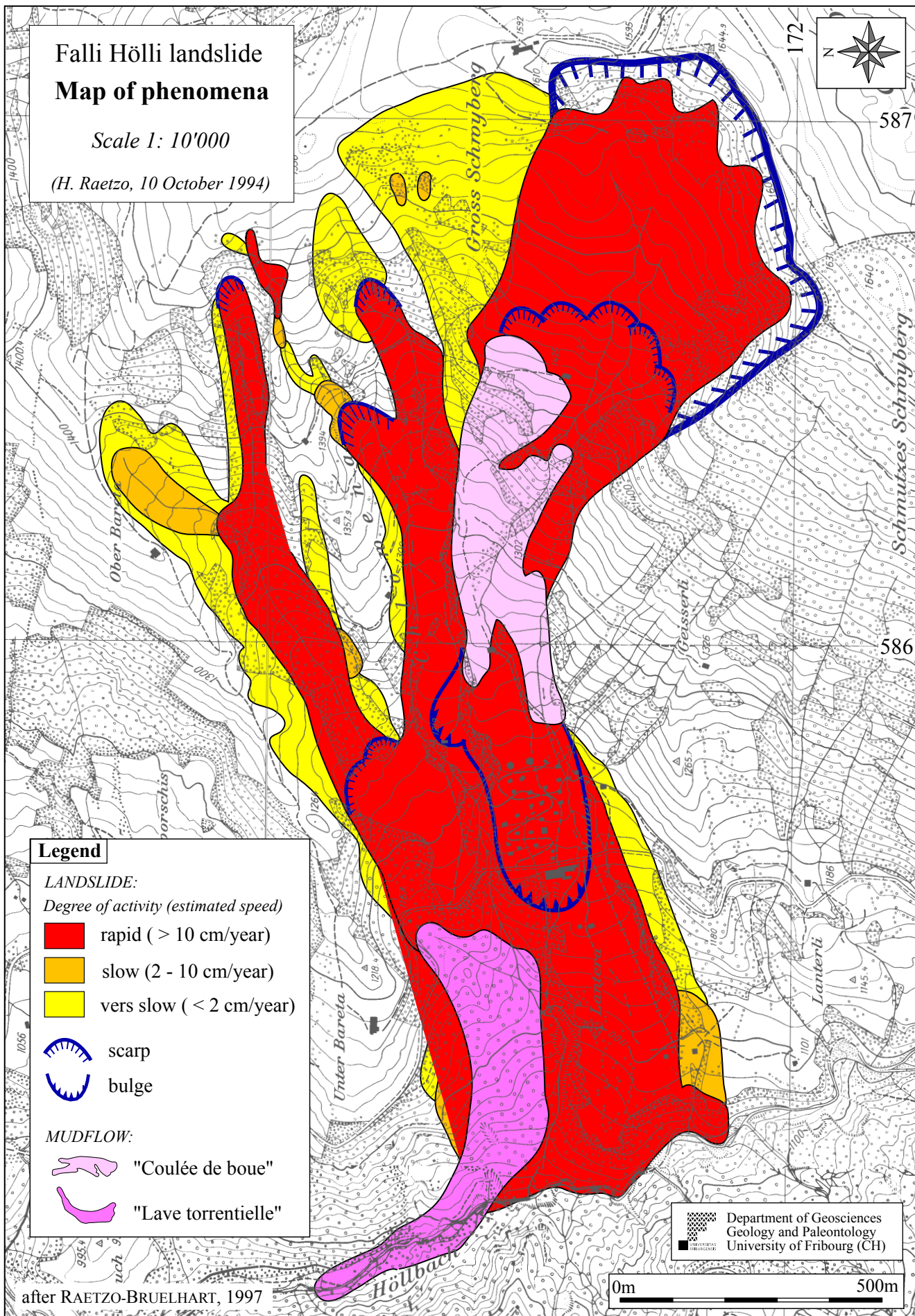
Pt n°	Date	Measurement [m]	Measured displ. [cm]	Aim azimuth [°/N]	Displ. azimuth (estimated) [°/N]	Real displ. [cm]	Cum. displ. [cm]	Velocities	
								[cm/month]	[cm/year]
1a	19.06.00	17.04		335	285				
	18.10.00	17.05	0.4	335	285	0.6	0.6	0.2	1.9
1b	19.06.00	15.85		340	285				
	18.10.00	15.85	-0.3	340	285	-0.5	-0.5	-0.1	-1.6
1	(mean 1a and 1b)					0.0	0.0	0.0	0.1
2	19.06.00	18.42		340	285				
	18.10.00	18.42	0.2	340	285	0.3	0.3	0.1	1.1
4	19.06.00	7.94		275	320				
	18.10.00	7.99	5.0	275	320	7.1	7.1	1.8	21.3
5	19.06.00	17.91		295	320				
	18.10.00	17.97	6.1	295	320	6.7	6.7	1.7	20.3

**Villarbeney landslide, dendrogeomorphology:
characteristics of tree samples**

Sample number	Sampling date	Species	Sampling height [m]	Slope		Tree age	First ring	Last ring
				dip [°]	dir. [°N]			
Zone 1								
Vb-1	03.01.2002	<i>Picea abies</i>	1.5	15	350	57	1944	2001
Vb-2	03.01.2002	<i>Picea abies</i>	1.5	2	220	33	1968	2001
Vb-3	03.01.2002	<i>Picea abies</i>	1	5	40	50	1951	2001
Vb-4	03.01.2002	<i>Picea abies</i>	1.2	5	130	86	1915	2001
Vb-5	03.01.2002	<i>Picea abies</i>	1.2	2	310	84	1917	2001
Vb-6	03.01.2002	<i>Picea abies</i>	1.2	2	330	85	1916	2001
Zone 2								
Vb-7	03.01.2002	<i>Picea abies</i>	1.3	5	200	75	1926	2001
Vb-8	03.01.2002	<i>Picea abies</i>	1	5	220	70	1931	2001
Vb-9	03.01.2002	<i>Picea abies</i>	1.2	5	350	56	1945	2001
Vb-10	03.01.2002	<i>Picea abies</i>	0.7	5	350	66	1935	2001

**Views of a part of the Falli Hölli landslide (village):
before, during and after the major crisis of 1994**
(photos taken by H. Raetzo, 1994)

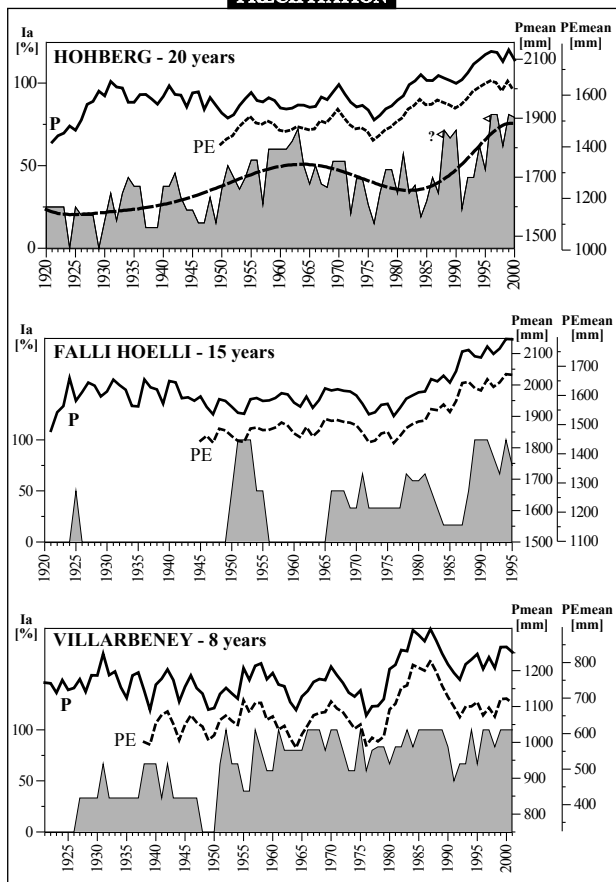




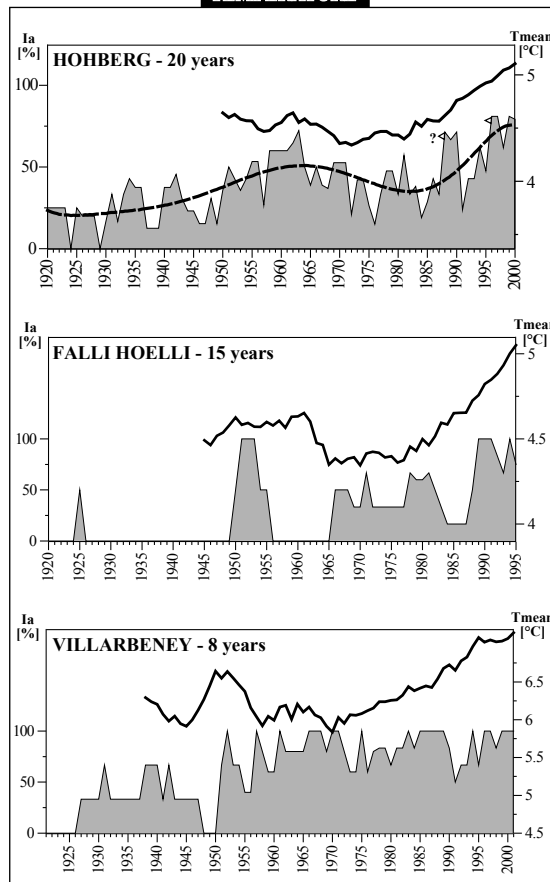
Hohberg, Villarbenedy and Falli Hölli landslides

Medium-term comparisons between main climatic parameters and activity deduced from dendrogeomorphological analyses

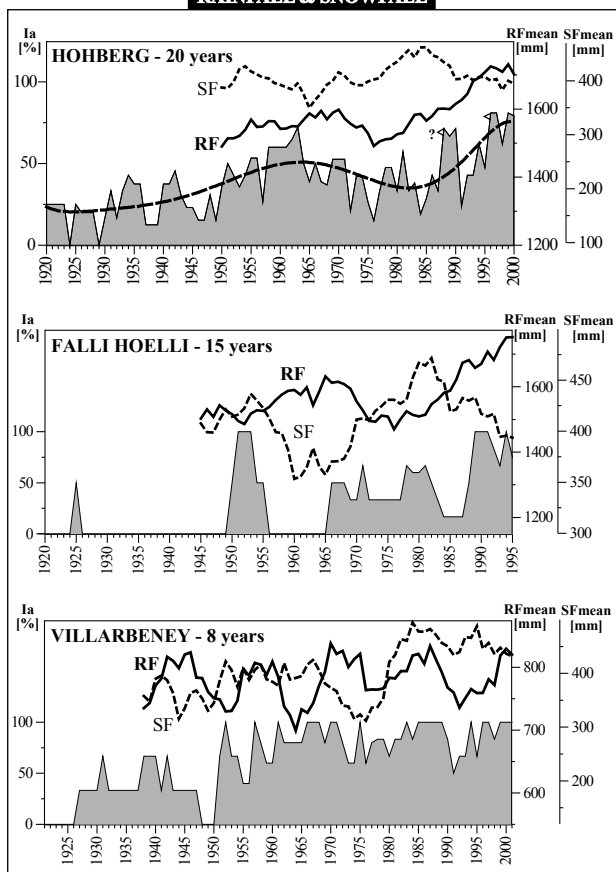
PRECIPITATION



TEMPERATURE



RAINFALL & SNOWFALL



LEGEND

- P: Precipitation
- PE: Effective precipitation
- RF: Rainfall
- SF: Snowfall
- T: Temperature

CLIMATOLOGICAL DATA (from ISM stations; see Fig. 4.23, 5.10) analysis with annual data corresponding to one hydrological year (Oct 1 to Sep 30).

- Hohberg: 20-year moving average
- Falli-Hölli: 15-year moving average
- Villarbenedy: 8-year moving average

DENDROGEOMORPHOLOGICAL DATA:

- Index of anomaly (Ia) - Type A
- - - Smooth curve (polynomial)
- ◁ Shifting of 1 year due to a delay of reaction in the wood production.

CURRICULUM VITAE

Originaire de Fribourg et de Reichenbach i.K. (Berne), je suis né à Fribourg le 11 novembre 1972 de Edouard Oswald et Marguerite, née Chuard. Après avoir suivi la scolarité obligatoire, j'entre au collège Ste-Croix de Fribourg, où j'obtiens, en 1992, la maturité de type C (Scientifique).

En octobre 1993, je m'inscris à la Faculté des Sciences de l'Université de Fribourg où j'obtiens le diplôme de Géologie et Minéralogie en juin 1998, avec un travail de mémoire intitulé "Géologie de la région de St-Ursanne (Jura) avec analyses séquentielles dans l'Oxfordien moyen".

Au cours de cette même année, j'entreprends ce travail de thèse en géologie appliquée, à l'Institut de Géologie et Paléontologie de Fribourg, sous la direction du Prof. Christian Caron. Engagé comme assistant-doctorant, je participe à l'encadrement des étudiants lors de travaux pratiques, d'excursions géologiques et de camps de cartographie.

Fribourg, le 19 mai 2003

GeoFocus volume 1 :

HILLGÄRTNER, Heiko (1999) The evolution of the French Jura platform during the Late Berriasian to Early Valanginian: controlling factors and timing (203 pp.).

GeoFocus volume 2 :

DUPRAZ, Christophe (1999) Paléontologie, paléoécologie et évolution des faciès récifaux de l'Oxfordien Moyen-Supérieur (Jura suisse et français) (247 pp.).

GeoFocus volume 3 :

BASSANT, Philip (1999) The high-resolution stratigraphic architecture and evolution of the Burdigalian carbonate-siliciclastic sedimentary systems of the Mut Basin, Turkey (278 pp.).

GeoFocus volume 4 :

COLOMBIÉ, Claude (2002) Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et cyclostratigraphie du Kimméridgien du Jura suisse et du Bassin vocontien (France): relations plate-forme – bassin et facteurs déterminants (198 pp.).

GeoFocus volume 5 :

PICOT, Laurent (2002) Le Paléogène des synclinaux du Jura et de la bordure sud-rhénane: paléontologie (Ostracodes), paléoécologie, biostratigraphie et paléogéographie (240 pp.).

GeoFocus volume 6 :

DAPPLES, Florence (2002) Instabilités de terrain dans les Préalpes fribourgeoises (Suisse) au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène : influence des changements climatiques, des fluctuations de la végétation et de l'activité humaine (158 pp.).

GeoFocus volume 7 :

HUG, Wolfgang Alexander (2003) Sequenzielle Faziesentwicklung der Karbonatplattform des Schweizer Jura im Späten Oxford und frühesten Kimmeridge (156 pp.).

GeoFocus is the publication series of the Department of Geosciences, Geology and Palaeontology, University of Fribourg, Switzerland, and can be ordered at:

Department of Geosciences - Geology and Palaeontology
University of Fribourg
1700 Fribourg, Switzerland