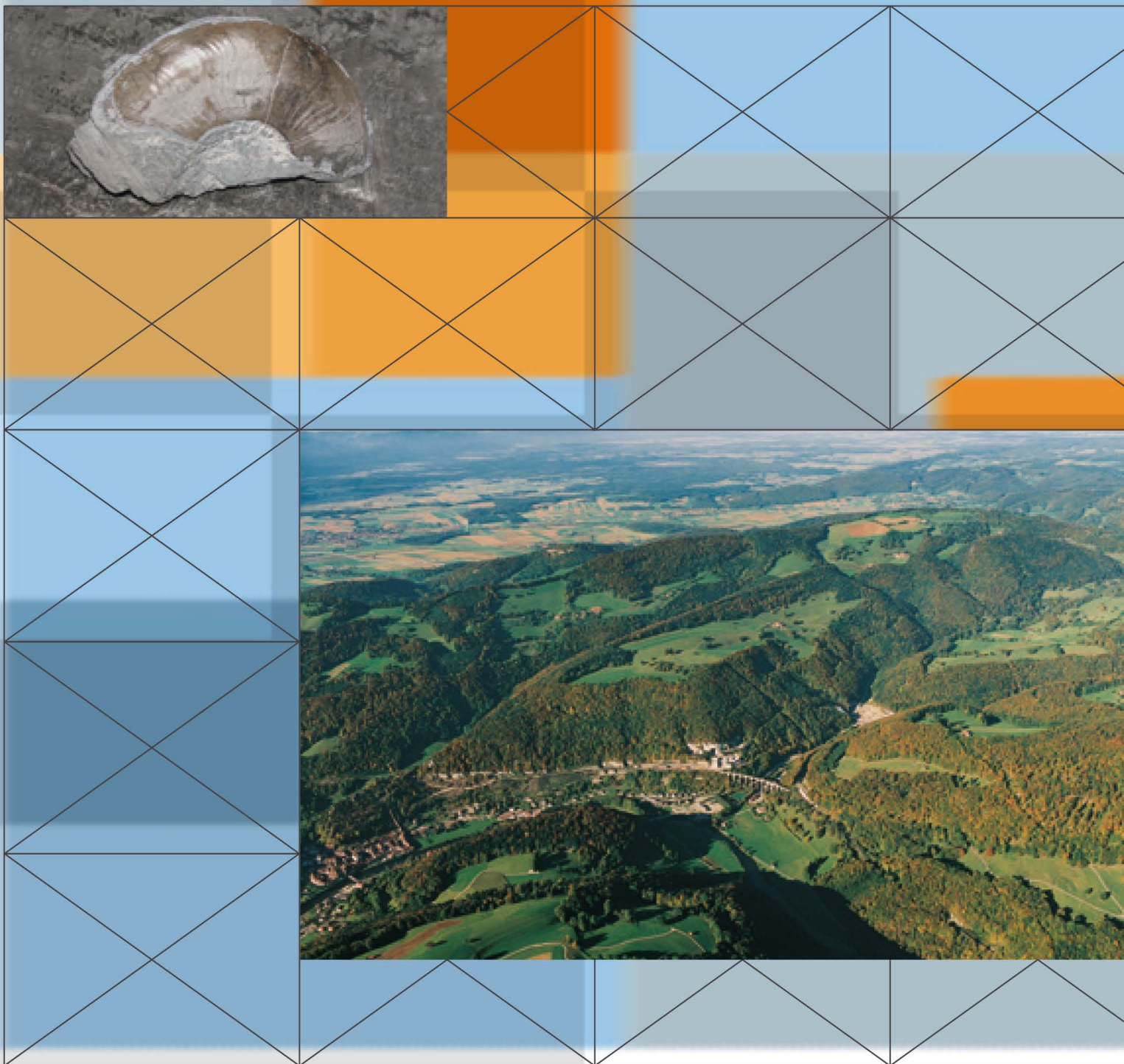




Mont Terri Project – Geology, Paleohydrology and Stress Field of the Mont Terri Region

P. Heitzmann, J.-P. Tripet, editors

Berichte des BWG, Serie Geologie – Rapports de l'OFEG, Série Géologie – Rapporti dell'UFAEG, Serie Geologica – Reports of the FOWG, Geology Series

No. 4 – Berne 2003



Bundesamt für Wasser und Geologie **BWG**
Office fédéral des eaux et de la géologie **OFEG**
Ufficio federale delle acque e della geologia **UFAEG**
Uffizi federal per aua e geologia **UFAEG**
Federal Office for Water and Geology **FOWG**

Eidgenössisches Departement für Umwelt, Verkehr,
Energie und Kommunikation
Département fédéral de l'environnement, des transports,
de l'énergie et de la communication
Dipartimento federale dell'ambiente, dei trasporti,
dell'energia e delle comunicazioni
Federal Department of Environment, Transport,
Energy and Communications

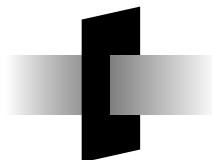
Mont Terri Project – Geology, Paleohydrology and Stress Field of the Mont Terri Region

P. Heitzmann¹, J.-P. Tripet¹, editors

Berichte des BWG, Série Geologie – Rapports de l'OFEG, Série Géologie – Rapporti dell'UFAEG, Serie Geologica –
Reports of the FOWG, Geology Series

No. 4 – Berne 2003

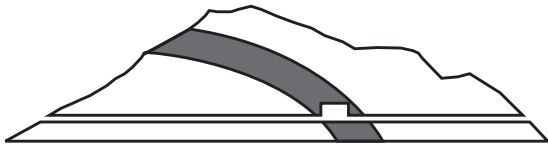
¹Federal Office for Water and Geology, Swiss Geological Survey, CH-3003 Berne-Ittigen



Bundesamt für Wasser und Geologie **BWG**
Office fédéral des eaux et de la géologie **OFEG**
Ufficio federale delle acque e della geologia **UFAEG**
Uffizi federal per aua e geologia **UFAEG**
Federal Office for Water and Geology **FOWG**

Impressum

Editor	Federal Office for Water und Geology, FOWG
ISSN / ISBN	ISSN 1660-0754 / ISBN 3-906723-58-5
Impression	1200 copies
Recommended quotation	Heitzmann, P. & Tripet, J.-P., Ed. (2003): Mont Terri Project - Geology, Paleohydrology and Stress Field of the Mont Terri Region - Reports of the Federal Office for Water and Geology (FOWG), Geology Series 4
Cover photos	DesAir (right); H. Steiger, GI (left)
Internet	This report is available as PDF file at www.bwg.admin.ch
Distribution	BBL, Vertrieb Publikationen, CH-3003 Bern www.bbl.admin.ch/bundespublikationen
Order Number	804.604e
Copyright	FOWG, Berne-Ittigen, August 2003



Mont Terri Project

Underground Rock Laboratory

Laboratoire souterrain

FOWG/SGS ANDRA BGR CRIEPI ENRESA GRS HSK IRSN JNC NAGRA ODAYASHI SCK•CEN

Organizations involved in the Mont Terri Project

Responsible for the Mont Terri motorway tunnel system and authorizations

RCJU République et Canton du Jura
Département de l'Environnement et de l'Équipement

Project Partners

ANDRA	Agence nationale pour la gestion des déchets radioactifs, France
BGR	Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Germany
CRPI	Central Research Institute of Electric Power Industry, Japan
ENRESA	Empresa Nacional de Residuos Radiactivos, S.A., Spain
FOWG/SGS	Federal Office for Water and Geology, Swiss Geological Survey
GRS	Gesellschaft für Anlagen- und Reaktorsicherheit mbH, Germany
HSK	Swiss Federal Nuclear Safety Inspectorate
IRSN	Institut de radioprotection et de sûreté nucléaire, France
JNC	Japan Nuclear Cycle Development Institute, Japan
NAGRA	National Cooperative for the Disposal of Radioactive Waste, Switzerland
ODAYASHI	Obayashi Corporation, Japan
SCK•CEN	Studiecentrum voor Kernenergie, Centre d'étude de l'énergie nucléaire, Belgium

Direction of the Project

FOWG Federal Office for Water and Geology, Switzerland

Project Management

GI Geotechnical Institute Ltd., St-Ursanne, Switzerland

Preface of the Editor

The first experiments of the international research project Mont Terri (St-Ursanne, Canton Jura) started in January 1996. Research is carried out in a gallery and in niches excavated from the security gallery of the Mont Terri road tunnel. The Swiss Geological Survey, a division of the Federal Office for Water and Geology (FOWG), supports hydrogeological research projects in low-permeability formations and is one of the Mont Terri partners since the beginning of the project. The aim of the project is the geological, hydrogeological, geochemical and geotechnical characterisation of a clay formation, specifically of the Opalinus Clay. Twelve partners from six different countries participate in the project. The FOWG is in charge of the project direction since July 2001 and is also responsible for the publication of the reports. For geological reasons, a repository for radioactive waste in the Mont Terri region has been ruled out.

The interpretation of the experiment results requires the knowledge of the geological conditions of the rock laboratory area. This is why the Swiss Geological Survey has ordered the realization of studies related to three topics of priority: working-out of updated geological cross-sections, paleohydrological analysis, synthesis of stress field measurements. After the publication of a general synthesis related to the initial part of the Mont Terri Project (SNHGS, Geological Report No. 23, 1999), we are pleased to present now the results of these three specific studies to a broader scientific audience. These studies have been carried out separately, for this reason they are presented here as three independent modules.

The editor would like to express his best thanks to the authors and to those who have helped with their competence and engagement to proceed with this publication. Dr. R. Burkhalter (FOWG) is gratefully acknowledged for the thorough review. We would also thank the federal and cantonal authorities for their support in the project.

The authors alone are responsible for the content of the text and the illustrations.
Further information can be found on the Internet site www.mont-terri.ch.

Préface de l'éditeur

Les premières expériences réalisées dans le cadre du projet de recherche international du Mont Terri (St-Ursanne, Canton du Jura) ont été entreprises en 1996. Les recherches sont réalisées dans une galerie et des niches excavées à partir de la galerie de sécurité du tunnel autoroutier du Mont Terri. Le Service géologique national (Office fédéral des eaux et de la géologie, OFEG) soutient l'étude des formations géologiques à faible perméabilité et collabore dès le début comme partenaire au Projet Mont Terri. L'objectif principal du projet est la caractérisation géologique, hydrogéologique, géochimique et géotechnique d'une formation argileuse, les Argiles à Opalinus. Douze partenaires de six différents pays collaborent au projet. La direction du projet est depuis juillet 2001 placée sous la responsabilité de l'OFEG, auquel incombe également la publication des rapports. Pour des raisons géologiques, il n'est pas question d'entreposer des matériaux radioactifs dans la région du Mont Terri.

L'interprétation des résultats des expériences réalisées nécessite de connaître les conditions géologiques de la région du laboratoire souterrain. Dans ce but, le Service géologique national a mandaté des études relatives à trois thèmes prioritaires : établissement de coupes géologiques actualisées, analyse paléohydrologique, synthèse des mesures du champ de contraintes. C'est avec plaisir que nous présentons ici, après une synthèse générale relative à la partie initiale du Projet Mont Terri (SHGN, Rapport géologique No 23, 1999), les résultats de ces trois études spécifiques à un large public de spécialistes. Ces études ont été réalisées séparément, c'est pourquoi elles sont présentées ici comme trois modules indépendants.

L'éditeur tient à remercier les auteurs ainsi que les personnes qui, par leur compétence et leur engagement, ont permis la réalisation de cette publication. R. Burkhalter, dr sc. (OFEG) a procédé à une lecture attentive du manuscrit. Nos remerciements s'adressent aussi aux autorités fédérales et cantonales pour leur soutien dans le projet.

Les auteurs sont seuls responsables du contenu du texte et des illustrations.
Pour toute information supplémentaire veuillez consulter le site Internet www.mont-terri.ch.

Vorwort des Herausgebers

Die ersten Experimente, die im Rahmen des internationalen Forschungsprojektes Mont Terri (St-Ursanne, Kanton Jura) durchgeführt worden sind, haben im Januar 1996 begonnen. Die Untersuchungen werden in einem erweiterten Teil des Sicherheitsstollens des Mont-Terri-Autobahntunnels durchgeführt. Die Landesgeologie im Bundesamt für Wasser und Geologie (BWG) unterstützt die hydrogeologischen Untersuchungen geringdurchlässiger geologischer Formationen und arbeitet deshalb seit Beginn als Partnerin im Mont-Terri-Projekt mit. Das Hauptziel dieses Projektes ist die geologische, hydrogeologische, geochemische und geotechnische Charakterisierung von Tongesteinen, im Speziellen des Opalinus-Tons. An dem Projekt sind zwölf Partner aus sechs Ländern beteiligt. Die Leitung des Projektes liegt seit Mitte 2001 beim BWG. Diesem obliegt auch die Veröffentlichung der Berichte. Aus geologischen Gründen ist im Mont Terri Gebiet jegliche Planung eines Endlagers für radioaktive Abfälle ausgeschlossen.

Die Interpretation der Resultate der Experimente benötigt die Kenntnis der geologischen Verhältnisse der Umgebung des Felslabors. Deshalb hat die Landesgeologie Studien in drei spezifischen Schlüsselbereichen in Auftrag gegeben: Erstellung von aktualisierten geologischen Profilen, paläohydrologischen Untersuchungen und Synthese der Stressfeld-Messungen. Es freut uns, im Rahmen der Mont-Terri-Publikationen nach der einführenden Zusammenfassung (LHG, Geologische Berichte Nr. 23, 1999) jetzt auch die Ergebnisse der drei obenerwähnten, gezielten Studien einem breiten Fachpublikum vorlegen zu können. Diese Studien sind unabhängig voneinander durchgeführt worden; darum werden sie hier als drei eigenständige Module publiziert.

Der Herausgeber möchte den Autoren und allen andern, die an diesem Band beteiligt waren, für ihren grossen Einsatz bestens danken. Dr. R. Burkhalter (BWG) sei für seine aufmerksame und konstruktive Durchsicht des Manuskriptes gedankt. Ebenfalls möchten wir den eidgenössischen und kantonalen Behörden für ihre Unterstützung im Projekt danken.

Für den Inhalt des Textes und für die Illustrationen sind die Autoren allein verantwortlich.
Weitere Informationen zum Mont Terri Projekt finden Sie unter www.mont-terri.ch.

Prefazione dell'editore

I primi studi effettuati nell'ambito del progetto di ricerca internazionale Mont Terri (St-Ursanne, Canton Giura) sono iniziati nel gennaio 1996. Le ricerche sono realizzate in un cunicolo e nelle nicchie scavate a partire dalla galleria di soccorso del tunnel autostradale del Mont Terri. Il Servizio geologico nazionale dell'Ufficio federale delle acque e della geologia (UFAEG) promuove gli studi di formazioni geologiche a bassa permeabilità, collaborando fin dall'inizio come partner del progetto Mont Terri. L'obiettivo principale del progetto è la caratterizzazione geologica, idrogeologica, geochemica e geotecnica di una particolare formazione argillosa: l'Argilla ad Opalinus. A tutt'oggi collaborano al progetto dodici partner di sei diversi paesi. Dal luglio 2001, il progetto è sotto la direzione dell'UFAEG, al quale compete anche la pubblicazione dei rapporti. La pianificazione di un deposito finale per le scorie radioattive sotto il Mont Terri è da escludere per ragioni geologiche.

L'interpretazione dei risultati delle ricerche richiede la conoscenza delle condizioni geologiche relative alla regione del laboratorio sotterraneo. Il Servizio geologico nazionale ha così dato l'incarico di effettuare studi in tre settori chiave: accertamento dei profili geologici, analisi paleoidrologiche, sintesi delle misurazioni del campo di tensione («stress field»). La pubblicazione dei relativi risultati, destinata a un largo pubblico di specialisti, rientra nell'ambito degli studi sul Mont Terri e segue la sintesi introduttiva già edita nei Rapporti geologici del SIGN, n. 23, 1999. Siccome questi ultimi tre studi sono indipendenti uno dall'altro, i risultati sono presentati in tre moduli distinti.

Ringrazio tutti gli autori, i collaboratori e le autorità cantonali e federali che, con le loro conoscenze e il loro impegno, hanno contribuito alla riuscita dell'opera. Un ringraziamento particolare va al Dr. R. Burkhalter (UFAEG) per l'attenta e costruttiva rilettura del manoscritto.

Gli autori sono gli unici responsabili del contenuto dei testi e delle illustrazioni.
Ulteriori informazioni sul progetto Mont Terri sono pubblicate all'indirizzo www.mont-terri.ch.

Federal Office for Water and Geology
The Head of the Swiss Geological Survey


Dr. Christoph Beer

Contents

Modellierung bilanzierter Profile im Gebiet Mont Terri – La Croix (Kanton Jura)	7
M. Freivogel & P. Huggenberger	
Paleohydrological Study on the Surroundings of the Mont Terri Rock Laboratory	45
P. Bossart & S. Wermeille	
The Stress Field in the Mont Terri Region – Data Compilation	65
P. Bossart & S. Wermeille	

Modellierung bilanzierter Profile im Gebiet Mont Terri – La Croix (Kanton Jura)

M. Freivogel¹ & P. Huggenberger¹

¹Basel University, Geological Institute

Recommended quotation:

Freivogel, M. & Huguenberger, P. (2003): Modellierung bilanzierter Profile im Gebiet Mont Terri – La Croix (Kanton Jura). In: Heitzmann, P. & Tripet, J.-P. (Ed.): Mont Terri Project – Geology, Paleohydrology and Stress Field of the Mont Terri Region (p. 7–44). – Reports of the Federal Office for Water and Geology (FOWG), Geology Series 4.

Manuscript accepted April 15, 2002

Summary

The hydrogeology, geochemistry and rock mechanics of the Opalinus clay, a claystone formation dating from the earliest Dogger (Aalenian), have been being studied in the Mont Terri Rock Laboratory near St-Ursanne in the Canton Jura since 1996. The laboratory can be reached through the security gallery of the Mont Terri road tunnel – a part of the new A16 Transjurane motorway from Biel to Belfort – between St-Ursanne and Courgenay. The tunnel is cut through the northernmost anticline in this area of the Jura Mountains, the Mont Terri anticline. The Federal Office for Water and Geology (FOWG) runs the project with twelve international partners. The results of the study are used to estimate the possibility and safety of using in other regions similar settings in claystones as permanent disposal sites for radioactive waste.

The tectonic situation must be taken into account when synthesising experimental data in a laboratory. In the present case the pore fluids in the rock were influenced by the genesis of the anticline.

This study is focussed on two geological cross sections, one along the Mont Terri road tunnel and the other along the neighbouring La Croix railway tunnel. The profiles are modelled with a two-dimensional tectonic material balancing method. This is a suitable method to bring all the available geological data – such as drill cores, tunnel maps and geological surface maps – into context, to give a prognostic interpolation and to develop a kinematic, dynamic and geometric evolution of a deformed structure.

The idea of profile balancing is based on the assumption that the volume of rock involved in a deformation process must remain constant. In a two-dimensional case, such as a profile cross section in the direction of transport, this implies that the total area of each bed and the length of the surface of each layer must remain constant from the undeformed through to the deformed situation. A balanced profile must thus be retro-deformable, and each step of deformation of the geometry as well as all the mechanical processes involved must be geologically plausible.

It must be possible to bring the model from the original situation (smoothed section) into its present, deformed state in such a way that every step of the deformation, such as folding and faulting, and the resulting geometry is realistic. Each increment must be mathematically and physically quantifiable.

A computer application was used for the modelling. It offers fixed modules for deformation, which can be combined as wished. Instead of aiming directly for a certain solution, the geologist evolves the most plausible model in an iterative process. The user's own intuition, ideas and experience are involved in confirming or disproving original expectations.

The modelled sections of Mont Terri and La Croix give a detailed picture of the geological structure of the marginal overthrust that generates the Mont Terri anticline. Also, a step-by-step evolution of the present structure is shown. Different phases of deformation can be distinguished, some of which are associated with the folding of the Jura Mountains and others with the evolution of the Rhine graben.

A series of thirteen profiles shows the lateral evolution of the geological structures and gives a deeper insight into the regional geology.

Résumé

Depuis 1996, l'hydrogéologie, la géochimie et la géomécanique des Argiles à Opalinus - une formation argileuse datant du Dogger basal (Aalénien) - sont étudiées expérimentalement dans le laboratoire souterrain du Mont Terri, près de St-Ursanne, dans le Canton du Jura. On accède au laboratoire par la galerie de sécurité du tunnel autoroutier du Mont Terri. Situé entre St-Ursanne et Courgenay, sur un tronçon de la nouvelle autoroute Transjurane A16 qui doit relier Bienne et Belfort, le tunnel traverse le pli le plus septentrional de la chaîne du Jura, l'anticlinal du Mont Terri. Ce projet placé sous la direction de l'Office fédéral des eaux et de la géologie (OFEG) regroupe douze partenaires internationaux. Les résultats des investigations sont utilisés pour évaluer s'il est possible de stocker définitivement des déchets radioactifs dans d'autres régions, dans des roches argileuses similaires et quelle sécurité offrirait un tel dépôt final.

Il convient de placer les résultats dans leur contexte géologique, car l'évolution de l'anticlinal se répercute sur les caractéristiques des eaux interstitielles comprises dans la roche. Les conditions tectoniques doivent donc être prises en compte dans la synthèse des données expérimentales recueillies dans le laboratoire.

Deux profils géologiques sont élaborés dans le cadre de la présente étude, l'un correspondant au tunnel autoroutier du Mont Terri et l'autre au tunnel ferroviaire voisin de La Croix. Les deux coupes sont modélisées selon la méthode des profils tectoniques équilibrés en deux dimensions. Ce procédé se prête bien à l'insertion des données géologiques disponibles (descriptions de sondages, levés de tunnels, cartes géologiques de surface) dans leur contexte général, à leur interpolation aux fins de pronostics et à la description de l'évolution cinématique, dynamique et géométrique d'une structure déformée.

L'idée d'équilibrage repose sur la règle fondamentale selon laquelle le volume de la roche reste constant tout au long de sa déformation. Dans le cas bidimensionnel d'une coupe dans la direction de transport, cela signifie que la surface occupée par une couche et la longueur de son toit restent identiques entre l'état intact et l'état déformé. Il en résulte qu'on doit pouvoir «rétro-déformer» un profil équilibré en mettant en jeu des particularités géométriques et des processus mécaniques plausibles au plan géologique à chaque stade de déformation.

Le profil lissé doit être tel qu'on puisse le faire évoluer pas par pas jusqu'à l'état déformé contemporain en faisant appel à des plissements et à des décrochements réalistes. Chaque étape doit être transparente, c'est-à-dire quantifiable aux plans mathématique et physique. La modélisation recourt à une application informatique comprenant des modules prédéfinis qui peuvent être combinés ou emboîtés librement pour simuler des structures géologiques. La méthode ne vise pas à obtenir directement une solution plausible, mais à l'élaborer progressivement au cours d'un processus itératif. A chaque étape, l'opérateur géologue fait appel à son intuition, à ses idées personnelles et à l'expérience acquise pour confirmer ou rejeter progressivement les hypothèses initiales.

Appliquée aux profils du Mont Terri et de La Croix, la modélisation fournit une représentation détaillée de la structure géologique du chevauchement bordier qui forme l'anticlinal du Mont Terri. Elle expose également l'évolution qui a conduit aux structures contemporaines. On peut distinguer plusieurs phases de déformation, qui sont associées pour les unes à la formation du Fossé rhénan et pour les autres au plissement de la chaîne jurassienne.

Une série de treize profils présente l'évolution latérale des structures géologiques et fournit un aperçu plus profond de la géologie régionale.

Zusammenfassung

Im Felslabor Mont Terri bei St-Ursanne im Kanton Jura werden seit 1996 Fragestellungen zur Hydrogeologie, Geochemie und Felsmechanik einer Tonsteinformation experimentell untersucht. Es handelt sich dabei um den Opalinus-Ton aus dem untersten Dogger (Aalénien).

Das Labor ist zugänglich über den Sicherheitsstollen des Autobahntunnels Mont Terri zwischen St-Ursanne und Courgenay, einem Teil der Neubaustrecke A16 Transjurane zwischen Biel und Belfort. Der Tunnel durchfährt die regional nördlichste Falte des Jura Gebirges, die Mont-Terri-Antiklinale. Am Projekt sind zwölf internationale Partner unter der Leitung des Bundesamtes für Wasser und Geologie (BWG) beteiligt. Die Resultate der Untersuchungen werden verwendet, um die Machbarkeit und Sicherheit einer Endlagerung radioaktiver Abfälle andernorts in ähnlichen Tongesteinen beurteilen zu können.

Die Tektonik bildet also eine Randbedingung für die Synthese der experimentellen Daten aus dem Felslabor. So hat zum Beispiel die geologische Entwicklung der Antiklinale die Porenwässer im Gestein beeinflusst. In der vorliegenden Arbeit werden zwei geologische Profile erarbeitet. Es handelt sich um die Profilschnitte des Autobahntunnels Mont Terri und des benachbarten Eisenbahntunnels La Croix. Die Profile werden mit der Methode der zweidimensionalen tektonischen Materialbilanzierung modelliert. Diese Methode bietet sich an, die vorhandenen geologischen Daten – aus Bohrprofilen, Tunnelkartierungen, geologischen Oberflächenkartierungen etc. – in einen Kontext zu bringen, prognostisch zu interpolieren und einen kinematischen, dynamischen und geometrischen Werdegang einer deformierten Struktur zu entwickeln.

Die Idee der Bilanzierung beruht auf der Grundregel, dass sich Gesteinsvolumen bei ihrer Deformation nicht ändern. Im zweidimensionalen Fall eines Profilschnittes in Transportrichtung bedeutet dies, dass sich die Flächen der Schichtanschnitte und die Längen der Schichtoberflächen im deformierten und im undefor-mierten Zustand nicht unterscheiden. Ein bilanziertes Profil muss demzufolge rückdeformierbar sein, wobei bei jedem Zwischenschritt der Deformation die Geometrie und die Mechanik geologisch plausibel sein müssen.

Das ausgeglättete Profil muss Schritt für Schritt, unter Verwendung von realistischen Falten- und Bruchgeometrien, in den heutigen deformierten Zustand gebracht werden können. Jeder Zwischenschritt muss transparent, d. h. mathematisch und physikalisch quantifizierbar sein.

Die Modellierung erfolgt mit Hilfe einer Computeranwendung, die festgelegte Programmmodule anbietet. Diese Module können zur Simulation geologischer Strukturen beliebig kombiniert und verschachtelt werden. Eine plausible Lösung wird nicht direkt angestrebt, sondern in einem iterativen Prozess schrittweise erarbeitet. Der bearbeitende Geologe lässt bei jedem Schritt seine Intuition, eigene Ideen und Erfahrungen einfließen, ursprüngliche Annahmen werden so nach und nach bestätigt oder verworfen.

Auf die Profile Mont Terri und La Croix angewendet, ergibt die Modellierung ein detailliertes Bild des geologischen Baus der Randüberschiebung, die die Mont-Terri-Antiklinale bildet. Sie stellt zudem den Weg dar, der zu den heutigen Strukturen geführt hat. Es können verschiedene Deformationsphasen unterschieden werden, die einerseits mit der Bildung des Rheintalgrabens, andererseits mit der Auffaltung des Jura Gebirges assoziiert sind.

In einer Serie von dreizehn Profilen wird die laterale Entwicklung der geologischen Strukturen dargestellt und ein tieferer Einblick in die regionale Geologie gegeben.

Inhalt

Zusammenfassung	9
Summary	10
Résumé	11
1 Einleitung	13
1.1 Aufgabenstellung	13
1.2 Bisherige Arbeiten im Gebiet	14
2 Methodik der Profilbilanzierung	17
2.1 Konzept	17
2.1.1 Einschränkende Faktoren und Randbedingungen	17
2.1.2 Plausibilität	18
2.2 Datenmodell und Vorgehen	19
2.2.1 Akquisition	19
2.2.2 Konstruktion	19
2.2.3 Modellierung	19
3 Geologie des Gebietes Mont Terri – La Croix, Profilmodellierung	23
3.1 Geologische Übersicht	24
3.2 Autobahntunnel Mont Terri	27
3.2.1 Akquisition	27
3.2.2 Konstruktion	27
3.2.3 Modellierung	28
3.3 Eisenbahntunnel La Croix	32
3.3.1 Akquisition	32
3.3.2 Konstruktion	32
3.3.3 Modellierung	32
3.4 Profilserie	36
3.5 Schlussfolgerungen	38
Verdankungen	40
Referenzen	41
Anhang	43

1 Einleitung

1.1 Aufgabenstellung

Im Felslabor Mont Terri bei St-Ursanne im Kanton Jura werden die hydrogeologischen, geochemischen und felsmechanischen Eigenschaften einer Tonsteinformation, des Opalinus-Tons, experimentell untersucht. Die Versuchsanlage wird von zwölf internationalen Partnern unter der Leitung des Bundesamtes für Wasser und Geologie (BWG) seit 1996 betrieben. Die aus den Experimenten resultierenden Daten vertiefen das Verständnis über Prozesse, die zur Beurteilung der Machbarkeit und Sicherheit eines Endlagers für radioaktive Abfälle in ähnlichem Gestein entscheidend sind.

Die experimentellen Untersuchungen zeigen, dass das heutige Porenwasser im Opalinus-Ton immer noch geochemische Signale zeigt, die aus der Zeit seiner Einlagerung stammen. Es handelt sich also um ursprüngliches Meerwasser. Die Kinematik der tektonischen Bewegungen der Juraformation und die einhergehende Erosionsgeschichte bestimmen die paläohydraulische Entwicklung des Mont Terri Felslabors. Durch die fortschreitende Erosion des Doubestales und der Mont-Terri Antiklinale findet eine Änderung der Grundwasserflussrichtungen von Infiltration zu Exfiltration und eine Änderung der Grundwasserchemie statt (BOSSART & WERMEILLE 2003), die also direkt von der tektonischen Geschichte abhängt.

Die Landesgeologie im BWG regte 1999 eine Neubearbeitung der Tektonik des Gebietes La Croix – Mont Terri an. Die vorliegende Arbeit, entstanden im Rahmen einer Diplomarbeit am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Basel, wendet Methoden der

zweidimensionalen tektonischen Materialbilanz auf zwei Profile durch die Mont-Terri-Antiklinale an. Die beiden Profilschnitte sind vorgegeben durch den Autobahntunnel Mont Terri und den Eisenbahntunnel La Croix nördlich St-Ursanne. Es soll ein Modell des geologischen Untergrundes entstehen, das den Werdegang der heutigen Strukturen plausibel darlegt.

Am Mont Terri bietet sich eine Profilkonstruktion nach den Regeln der Materialbilanz an. Sie stellt eine nachvollziehbare Konstruktionsmethode dar, um Daten aus Kartierungen, Bohrungen etc. prognostisch zu interpolieren und darüber hinaus einen plausiblen kinematischen, dynamischen und geometrischen Werdegang einer geologischen Struktur zu veranschaulichen.

Im ersten Teil wird ein Überblick über die bisherigen Arbeiten im Gebiet gegeben. Anschließend folgt im zweiten Teil ein Überblick über die Methodik, eine Diskussion der wichtigsten Annahmen und eine Beschreibung der Vorgehensweise der Modellierung. Der dritte Teil erläutert die Anwendung der beschriebenen Methoden auf zwei Profilschnitte durch die Mont-Terri-Antiklinale. Die im Modell implizierten geometrischen und kinematischen Aussagen werden in einen regionalen geologischen Kontext gestellt. Es werden Schlüsse betreffend kinematischer Entwicklung, Diskontinuitäten, Tiefenstruktur und Verkürzungsbetrag der beiden bilanzierten Profile gezogen. Weiter wird eine Serie von nicht bilanzierten Profilen gezeigt, die die tektonischen Strukturen der Mont-Terri-Antiklinale in vereinfachter Form darstellen und dadurch einen Einblick in deren laterale geometrische Entwicklung geben.

1.2 Bisherige Arbeiten im Gebiet

Im Gebiet zwischen Cornol und St-Ursanne wurden seit dem Bau des Eisenbahntunnels von La Croix um 1875 eine Reihe von geologischen Fragen untersucht. Basierend darauf existieren geologische Karten und Profile, die im Folgenden zitiert werden. In vielen Arbeiten diente das Profil des Eisenbahntunnels der Illustration der tektonischen Strukturen der Mont-Terri-Antiklinale. Die wichtigsten existierenden Profile sind in Abb. 1 zusammengestellt.

Erste Untersuchungen im Gebiet gehen zurück auf THURMANN (1832), GRESSLY (1853), DUCRET (1874), THURBERG (1874), KÖBY (1889) und ROLLIER (1898) und deren erfolglose Suche nach Kohle und Salz. MATHEY (1883) zeichnet ein erstes Profil nach seiner eigenen Kartierung des Eisenbahntunnels (Abb. 1 a), in dem er die Faltenstruktur noch nicht als Rampenantiklinale erkennt. Statt dessen wird eine sinoidale Doppelfalte angenommen, wie sie zu jener Zeit oft als Erklärung für überschobene Strukturen diente (vgl. «Glarner Doppelfalte», HEIM 1878). Eine im Tunnel beobachtete Brekzienzone – in Tat und Wahrheit die durchfahrene Überschiebung – wird als breite, mit Schutt gefüllte Spalte interpretiert. BUXTORF & LEHNER (1920) erkennen Brüche in der Mont-Terri-Kette, die sie als erste mit der Bildung des Rheintalgrabens assoziieren. LINIGER & WEHRENFELS (1926) entwerfen eine erste tektonische Kartenskizze der Umgebung von Asuel und St-Ursanne. KELTSBORN (1944) erkennt den Überschiebungscharakter der Struktur und nimmt im Profilschnitt La Croix das Liegende der Ajoie als verfaltet an. Dazu kommen südfallende Brüche mit Überschiebungs- und Abschiebungscharakter (Abb. 1 b). Ein dem Schnitt Mont Terri entsprechendes Profil derselben Arbeit zeigt die Struktur ebenfalls als über eine Rampe im stark deformierten Liegenden geschobene Falte. Der nördliche Schenkel ist überkippt, die Schichten sind intern verformt und nicht zerbrochen. Ein Bruch im Keuperkern hebt die südliche Flanke gegenüber der nördlichen an (Abb. 2 a).

Im Zuge der verstärkten Suche nach nutzbaren Rohstoffen während des zweiten Weltkriegs werden die bituminösen Posidonienschiefer im Lias des Mont-Terri-Gebiets eingehend untersucht. RICKENBACH (1947) publiziert Ergebnisse und eine geologische Kartenskizze des Gebiets. Von 1948 bis 1963 wird das ganze Gebiet von Blatt 1085 der Landeskarte 1 : 25 000 geologisch kartiert (LAUBSCHER 1948, DIEBOLD 1960, SCHNEIDER 1960, TSCHOPP 1960, DIEBOLD et al. 1963, LAUBSCHER 1963). TSCHOPP (1960) zeigt in einer Profilersie ein Profil entlang des Eisenbahntunnels von La Croix (Abb. 1 c). Die Mont-Terri-Antiklinale hat in jener Arbeit den Charakter einer engen Kofferfalte mit leicht eingefallenem Scheitel, die über eine Rampe auf das leicht deformierte Liegende überschoben ist und deren Südschenkel von einem steilen Bruch versetzt wird. Die Serie enthält auch ein Profil in einer Lage, die etwa dem heutigen Autobahntunnel Mont Terri entspricht (Abb. 2 b). Hier ist das Liegende wiederum gewölbt dargestellt, die Falte jedoch ist viel weniger eng, zeigt sekundäre Gewölbe und wird nur von einem steilen Bruch versetzt. Neue Profile entstanden vor und während des Tunnelbaus der A16 Transjurane (BTN 1993, BTN 1994a, HAARPAINTNER & SCHAEREN 1997). Das Profil Mont Terri (Abb. 2 c) zeigt dort einen stark zerbrochenen Nord-schenkel, dessen Schichten intern deformiert sind und fast duktil anmutende Verfaltungen aufweisen. Die Mächtigkeitszunahme des Opalinus-Tons (vgl. Kap. 3.2.3) wird durch eine Überschiebung erklärt, die bis an die Oberfläche durchschlägt. Das Profil La Croix zeigt eine verschuppte Faltenstruktur über undeformierten Schichten des Liegenden. Zu den nordvergenten Überschiebungen kommen hier steile Brüche mit wenig Versatz und eine Abschiebung im südlichen Schenkel. Die Profile am Mont Terri enthalten Information aus Bohrungen (BGA 1988, BLÄSI et al. 1996, MÖRI et al. 1997) und zum Teil aus Tunnelkartierungen (BTN 1994a). Abb. 1 e und 2 d zeigen zum Vergleich auch die neuen, bilanzierten Profile der vorliegenden Arbeit (vgl. Kap. 3.2.3 und 3.3.3).

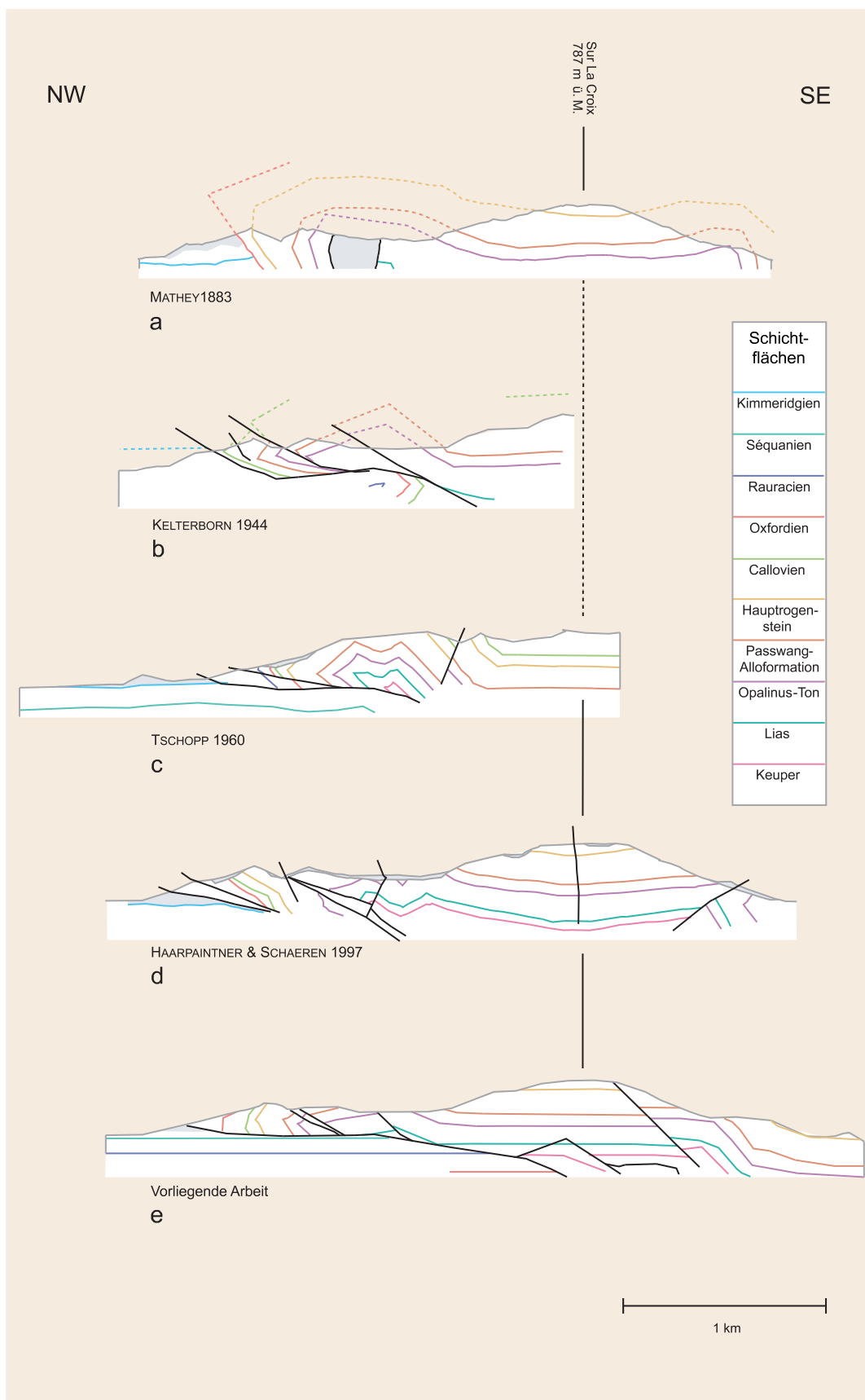


Abb. 1: Zusammenstellung der geologischen Profile entlang dem Eisenbahntunnel La Croix (vgl. Kap. 3.3.3). Abb. z.T. verändert aus den angegebenen Referenzen. Die grau gerasterten Flächen bezeichnen nicht weiter differenzierte Gesteinsmassen (tertiäre und quartäre Ablagerungen, tektonische Brekzien).

Fig. 1: Geological profiles along the La Croix railway tunnel (see chapter 3.3.3). Figure adapted from the references cited. The grey shaded areas indicate undifferentiated rocks (tertiary and quaternary sediments, tectonic breccias).

Fig. 1: Profils géologiques le long du tunnel ferroviaire de La Croix (cf. chap. 3.3.3). Figure partiellement modifiée à partir des références citées. Les surfaces grisées signalent des roches indifférenciées (sédiments tertiaires et quaternaires, brèches tectoniques).

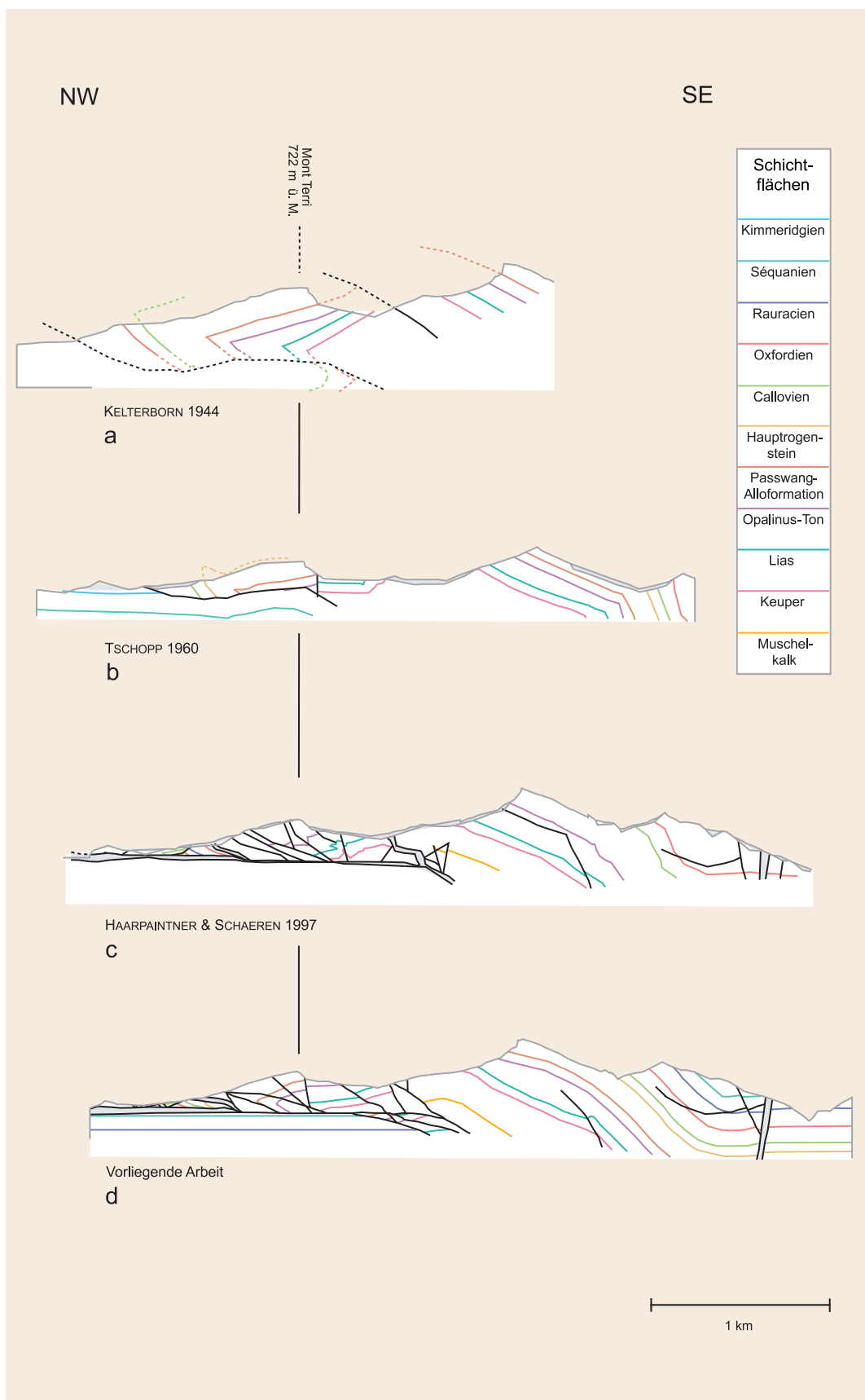


Abb. 2: Zusammen-
stellung der geolo-
gischen Profile nahe
des Autobahntun-
nels Mont Terri (vgl.
Kap. 3.2.3). Abb.
z.T. verändert aus
den angegebenen
Referenzen. Die grau
gerasterten Flächen
bezeichnen nicht
weiter differenzierte
Gesteinsmassen (ter-
tiäre und quartäre
Ablagerungen, tek-
tonische Brekzien).

Fig. 2: Geological
profiles along the
Mont Terri mo-
torway tunnel (see
chapter 3.2.3).
Figure adapted from
the references cited.
The grey shaded
areas indicate un-
differentiated rocks
(tertiary and qua-
ternary sediments,
tectonic breccias).

Fig. 2: Profils
géologiques au
voisinage du
tunnel autoroutier
du Mont Terri (cf.
chap. 3.2.3). Figure
partiellement
modifiée à partir des
références citées.
Les surfaces grisées
signalent des roches
indifférenciées
(sédiments tertiaires
et quaternaires,
brèches tectoniques).

2 Methodik der Profilbilanzierung

2.1 Konzept

Ein geologisches Profil dient dem Geologen als Modell, um im Feld, in Bohrungen oder Tunnelaufschlüssen gesammelte Daten zu erklären und in einen Kontext zu bringen. Die verfügbaren Daten stammen aus einer geologischen Struktur, die eine mehr oder weniger komplexe Deformationsgeschichte hinter sich hat. Die Darstellung im Profil ermöglicht es, aus zugänglichen Daten auf Strukturen zu schliessen, die nicht direkt an der Erdoberfläche sichtbar sind. Ein bilanziertes Profil dient darüber hinaus als Modell, um die Deformationsgeschichte zu erklären.

Mit der Methode der Profilbilanzierung werden Materialbilanzen erstellt. Ziel der Materialbilanz ist es, ein kinematisch und dynamisch plausibles Profil zu erreichen (vgl. Kap. 2.1.2). Es wird ein möglicher geometrischer Weg und ein möglicher mechanischer Weg vom undeformierten in den deformierten Zustand gesucht. Diese Wege müssen konsistent und plausibel sein. Die erreichte palinspastische Rekonstruktion muss plausibel sein, ebenso die einzelnen kinematischen Schritte. Zudem muss sich das Profil im deformierten Zustand in die dreidimensionale Kinematik einpassen, was eine Verbindung zum Kartenbild schafft.

Die Bilanzierung eines geologischen Profils erweitert dessen Modelleigenschaft um eine weitere Dimension; zur Aussage über den heutigen geometrischen Zustand einer Struktur kommt die Aussage über die tektonischen Vorgänge, die zu diesem Zustand geführt haben. Ein Profil, das in den einzelnen Schritten seiner kinematischen Entwicklung im Bezug auf zwei Pinlines (s. u.) keine Veränderung der Schichtlängen bzw. der Schichtflächen zeigt, ist schichtlängen- bzw. schichtflächenbilanziert. Schichtflächenbilanzierung kann auf alle Oberflächen des Schichtstapels angewendet werden oder ist auf eine besonders relevante Formationsgrenze beschränkt, das sogenannte Keybed oder den Leithorizont.

Darüberhinaus muss ein solches Profil zurückdeformierbar sein. Für den Übergang eines deformierten in einen undeformierten Zustand und zurück müssen geometrische, aber auch kinematische und dynamische Randbedingungen berücksichtigt werden.

2.1.1 Einschränkende Faktoren und Randbedingungen

Methoden der Materialbilanzierung werden vor allem in Gebieten mit spröde deformierender Tektonik angewendet, das heisst mit höchstens zwei Kilometern Überlast, sowie Tendenz zu schichtparallelem Gleiten («flexural slip»). Beides ist im Jura zu finden, wo eine mesozoische Sedimenthaut über einem kristallinen Sockel abgesichert wurde. In den kompetenten Schichten bleiben Schichtmächtigkeiten bei Verformung in erster Näherung erhalten. So kann die Massenerhaltung in Transportrichtung nicht nur auf die Flächenbilanz, sondern auf die Schichtlängenbilanz reduziert werden. Inkompetente Schichten können auch in spröde deformierendem Regime intern verfault werden («flexural flow») und lassen sich nur in Bezug auf die Fläche, nicht jedoch auf die Schichtlänge bilanzieren. Die Wahl von geeigneten Rand- und Anfangsbedingungen erfordert geologisches Fingerspitzengefühl und Fachkenntnis. Die Wahl der Profilspurorientierung beispielsweise darf nicht zufällig getroffen werden, denn jede Bilanzierungstechnik setzt voraus, dass kein lateraler Transport von Material durch die Profilebene stattfindet (geschlossenes System, vgl. LAUBSCHER 1965, NOACK 1989). Folglich sollte die Profilspur wenn immer möglich in der Transportrichtung liegen, die durch einen Vektor repräsentiert wird. So kann das Gesetz der Volumenerhaltung (GOGUEL 1952) im zweidimensionalen Fall zum Gesetz der Flächenerhaltung reduziert werden. Zudem werden Strukturen so meist senkrecht geschnitten, wodurch Verzerrungen z. B. der Schichtmächtigkeiten entfallen.

Transportrichtungen können allerdings von Block zu Block variieren und auch im zeitlichen Ablauf der Deformation ändern, z. B. bei Flowerstrukturen, Blockrotationen (BITTERLI 1992) und Änderungen der Überlast oder der Geometrie des Abscherhorizontes. Diskrete Horizontalverschiebungen oder diffuse Transferzonen, die die Profilspur durchqueren, lassen die Verkürzung im Profil in der Regel geringer erscheinen (BITTERLI 1992). Ausgedehnte Drucklösungsprozesse können zu Materialumverteilungen führen (DROXLER & SCHÄR 1979, LAUBSCHER 1979). Solche Effekte sind sehr schwierig quantifizierbar und können zu Fehlinterpretationen führen. Um eine brauchbare vektorielle Transportrichtung zu erhalten, müssen diese kinematischen Variationen über Zeit und Raum gemittelt betrachtet werden.

Die akquirierten Daten setzen fixe Randbedingungen, die durch das bilanzierte Profil erfüllt werden müssen. Dazu gehören neben Karten- und Bohrdaten auch die Lithostratigraphie mit Schichtmächtigkeiten und eventuellen Kompetenzkontrasten.

Weitere Randbedingungen stellen die Pinlines, wie sie DAHLSTROM (1969) definiert: «(...) a pair of reference

lines at either end of the section in areas of no interbed slip.» Die beiden Pinlines fixieren das Profil. Sie dürfen keine Scherung erfahren und müssen immer miteinander in Bezug stehen (Abb. 3). Werden sie geschnitten, so muss der Prozess, der zum Versatz führt, alle Bedingungen der Materialbilanz erfüllen.

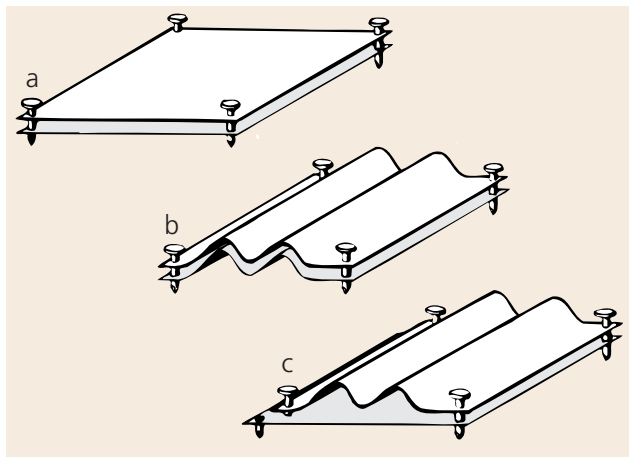


Abb. 3: Die Schichtlängenkonsistenz. Schichtlängen im undeformierten (a) und im deformierten Zustand (b) sind, auf zwei Pinlines bezogen, gleich lang. Tritt ein Bruch oder ein Décollement auf, so dass eine Pinline zerschnitten wird (c), so muss der Versatz quantifizierbar sein, um den Bezug zwischen den Pinlines zu wahren. Verändert aus DAHLSTROM (1969).

Fig. 3: Layer-length consistency. The layers, measured along two pin lines, have the same length in the undeformed (a) and the deformed state (b). If a pin line is cut by a fault or a thrust (c), the dislocation must be quantifiable in order to keep track of the relation between the pin lines. Modified after DAHLSTROM (1969).

Fig. 3: Cohérence dans la longueur des couches. Mesurées le long de deux «pin lines», les couches ont la même longueur à l'état non déformé (a) et à l'état déformé (b). Si une faille ou un décollement provoque la coupure d'une «pin line» (c), le déplacement doit être quantifiable, afin de conserver la relation entre les «pin lines». Modifié à partir de DAHLSTROM (1969).

2.1.2 Plausibilität

DAHLSTROM (1969), einer der Väter dieser Methode, prägte den Begriff der Schichtlängenbilanz (Abb. 3). Seine Definition und die von ELLIOT (1983) eingeführten Begriffe «viable» (realisierbar) und «admissible» (zulässig) werden von MARSHAK & MITRA (1988) zu einem Vorgehens- und Beurteilungskonzept erweitert (Abb. 4): Ein Profil existiert in einem deformierten und einem rückdeformierten Zustand. Ersteres muss zulässig sein, indem es realistische Falten- und Bruchgeometrien ergibt, es muss aber auch realisierbar sein, indem es in einen undeformierten Zustand überführbar ist. Letzteres muss ebenfalls zulässig sein, indem es plausible Bruchtrajektorien zeigt. Sind diese Voraussetzungen erfüllt, handelt es sich um ein bilanziertes Profil, dessen deformierter Zustand sowohl zulässig als auch realisierbar ist, und somit plausibel. Dieses Profil dient als Modell, da es eine geometrische Annäherung an die Natur darstellt. Es ist möglich, oder sogar wahrscheinlich, dass ein anderer Lösungsansatz ein in einigen Punkten unterschiedliches Profil ergibt, das ebenso plausibel ist. Eine wesentliche, wenn auch subjektive Anfangsbedingung ist die Anfangshypothese, die durch den bearbeitenden Geologen vorerst möglichst einfach gewählt und anschließend durch die Bilanzierung untermauert oder verworfen werden muss.

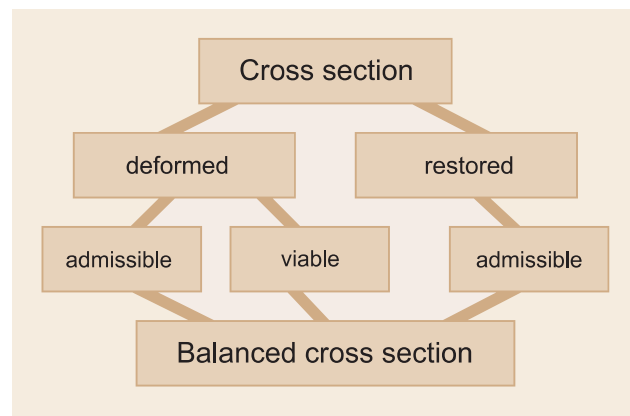


Abb. 4: Das Konzept der Profilbilanzierung nach ELLIOT (1983) und MARSHAK & MITRA (1988). Vgl. Kap. 2.1.2.

Fig. 4: The concept of profile balancing after ELLIOT (1983) and MARSHAK & MITRA (1988). See chapter 2.1.2.

Fig. 4: Le concept de profil équilibré selon ELLIOT (1983) et MARSHAK & MITRA (1988). Cf. chap. 2.1.2.

2.2 Datenmodell und Vorgehen

Die Profilbilanzierung am Computer mit dem Programm GEOSEC – 20™ geschieht in drei aufeinanderfolgenden Schritten: Datenakquisition, Profilkonstruktion und Modellierung. Diese Schritte sind im Datenmodell in Abb. 5 zusammengestellt.

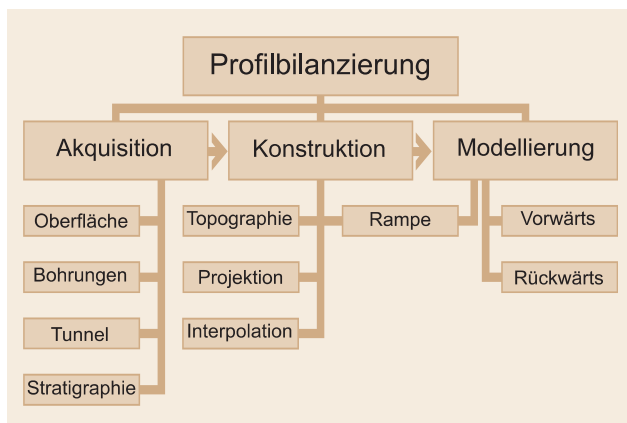


Abb. 5: Das Datenmodell des Prozesses der Profilbilanzierung. Vgl. Kap. 2.2.

Fig. 5: Data model of the profile balancing process. See chapter 2.2.

Fig. 5: Le modèle de données utilisé pour procéder à l'équilibrage des profils. Cf. chap. 2.2.

2.2.1 Akquisition

Zur Akquisition gehört das Beschaffen der Daten (Schichtgrenzen und -fallwinkel aus der Oberflächenkartierung, Schacht- und Tunnelkartierungen und Bohrungen, Schichtmächtigkeiten aus der Stratigraphie, Resultate geophysikalischer Untersuchungen etc.) und die georeferenzierte Eingabe dieser Daten in den Computer. Diese geschieht von Hand über ein Digitalisieretablett. Die Qualität des Modells hängt direkt von der Qualität und der Dichte der Daten ab. Karten- und Bohrerdaten werden in GEOSEC – 20™ dreidimensional erfasst und enthalten Informationen wie die räumliche Lage diskreter Datenpunkte, deren stratigraphische Position, Typ (Bruch, Schichtoberfläche, Marker etc.) und die Fallwinkel. Wenn die Fallrichtung wegen Drehbewegungen des Bohrkerns nicht mehr eruiert werden kann, muss sie im Vergleich mit gesicherten (Oberflächen-)Daten interpoliert werden. Stratigraphische Daten werden in einer Abfolge von Einheiten bearbeitet, denen eine Mächtigkeit, eine seismische Geschwindigkeit und ein Wert für die Festigkeit oder Verdichtbarkeit des Gesteins zugewiesen wird. Letzterer wird für die Dekompaktion von Profilen benötigt (s. u.).

2.2.2 Konstruktion

Die Profilkonstruktion erfolgt am Bildschirm. Es muss eine Profilsur gewählt werden, die die Anfangsbedingung erfüllt, also in Transportrichtung liegt. Wie für ein klassisches geologisches Profil wird die Topografie entlang der Profilsur digitalisiert, die akquirierten Schichtfallwinkel werden projiziert, der Schichtstapel wird mit Hilfe der stratigraphischen Säule nach oben und unten extrapoliert und die Rampengeometrie sowie Brüche und Marker intuitiv festgesetzt, wo sie nicht durch Daten fixiert sind. Dann werden die zwei Pinlines definiert. An der Oberfläche entspricht das resultierende Profil bereits gut den tatsächlichen Verhältnissen, in Abhängigkeit der mit grösserer Tiefe meist abnehmenden Datendichte nimmt die Unsicherheit zu. Bruchgeometrien und Platzprobleme, wie sie etwa durch falsche Rampengeometrien entstehen, können nicht plausibel konstruiert werden. Die Tiefe des Abscherhorizonts hingegen ist oft einigermaßen genau bestimmbar: Wenn der darüberliegende Schichtstapel ungestört ist und die Lage des Abscherhorizonts im Schichtstapel bekannt ist, lässt sich dessen Tiefe extrapolieren. Die Abschertiefe steht im balanzierten Profil im Zusammenhang mit der kurvimetrischen und der volumetrischen Verkürzung (GOGUEL 1962, LAUBSCHER 1965).

2.2.3 Modellierung

Die Modellierung mit GEOSEC – 20™ geschieht mit festgelegten Programmmodulen (s. u.) und ist iterativ, interaktiv und intuitiv. Iteration oder «trial and error», also ein schrittweises Herantasten an eine plausible Lösung, schafft erst eine Interaktionsmöglichkeit mit dem Programm. Interaktivität ermöglicht es dem bearbeitenden Geologen, bei jedem Programmschritt seine Intuition, eigene Ideen und Erfahrungen einzubringen. Die Computeranwendung übernimmt nur die Rechen- und Zeichenarbeit und weist auf mathematische Widersprüche hin. Das Programm kann nicht selbständig evaluieren und besitzt natürlich kein geologisches Fingerspitzengefühl. Die an sich sehr einfachen Programmmodule sind kombinierbar, komplizierte Sachverhalte werden aus einzelnen einfachen aufgebaut und bleiben so transparent und nachvollziehbar. Die Modellierung kann in zwei Richtungen erfolgen. Vorwärtsmodellierung geht vom undeformierten Urzustand aus und versucht durch geeignete Kombination der Programmmodule den vorgegebenen Felddaten zu genügen. Ein solches Modell ist per se balanziert und kinematisch plausibel. Rückwärtsmodellierung geht vom deformierten Zustand aus und hat eine Massenbilanz und Plausibilität zum Ziel. Die beiden Methoden unterscheiden sich nicht in ihrer Aussagekraft.

Die Falten- und Bruchgeometrien sollten nicht nur realistisch aussehen (vgl. Kap. 2.1.2), sondern auch mathematisch quantifizierbar sein. So kann zum Vorneherein ein Katalog zu erwartender Strukturen angelegt werden, die im Einzelnen durch Module der verwendeten Computeranwendung abgedeckt werden. Eine Auswahl, die in der vorliegenden Arbeit zur Anwendung kam, ist hier zusammengestellt (aus McCLOY 1992 und RAMSAY & HUBER 1987).

- Vorlandvergente Überschiebungen (thrusts), die gerade und steil, listrisch oder als Rampe («flat – ramp – flat», SUPPE 1983) angelegt sind.
- Rücküberschiebungen («backthrusts»), gemeint sind hinterlandvergente Überschiebungen.
- Abschiebungen («normal faults»), steil oder listrisch, die tektonischen Ursprungs sein können oder gravitativ als Sackung entstehen.
- Duplexe (BOYER & ELLIOT 1982, MITRA 1986) oder Imbrikationsstrukturen.
- Falten über Rampenüberschiebungen («fault-bend folds») nach SUPPE (1983, 1985). Sie zeigen evtl. Überkipfung im vorderen Schenkel.
- Falten über blinden Überschiebungen («fault propagation folds»), die evtl. Schichtmächtigkeitsveränderung durch nicht-schichtparalleles Gleiten im vorderen Schenkel (SUPPE & MEDWEDEFF 1990) und Überkipfung zeigen.
- Falten über duktilen Decollements («detachment folds»). Decollements sind schichtparallele, blinde Brüche ohne Rampe nach JAMISON (1987).

Analog dazu lassen sich die von GEOSEC – 20™ angebotenen Programmmodule auflisten (vgl. Abb. 6 a – g). Hier folgt ein Inventar aller Module und eine kurze Erklärung ihrer Funktionen und Freiheitsgrade. Die einzelnen Module können unter Verwendung verschiedener Grundparameter gestartet werden, wie Rampengeometrie, Bruchwinkel oder Versatz. Einige Module lassen auch interaktive Änderung der Parameter zu.

- Das «fault bend fold module» (FBF) dient zur Erstellung von analytischen Lösungen des Modells von SUPPE (1983) für Falten über nicht-ebenen Bruchflächen. Es ist ein interaktives Modul, das die Entstehung bruchbedingter Faltengeometrien dynamisch darstellt, wenn das Hangende z. B. über eine Rampe bewegt wird (vgl. Abb. 6a). Es wird keine Deformation im Liegenden vollzogen, die Pinline des Hangenden erfährt normalerweise keine Scherung. Das Modul verwendet schichtparalleles Gleiten und ist für die Schichtlängen und -flächen bilanziert. Verwendet wird es bei extensionalen und kontraktionalen Falten über

einfachen oder mehrstufigen Bruchrampen, bei Duplexen und imbrizierten Stapeln sowie bedingt bei Verhältnissen, in denen Scherung der Pinline notwendig ist.

- Die «fault propagation fold modules» (FPF) erlauben das interaktive Erstellen von Faltengeometrien über zwei verschiedenen Klassen von auslaufenden oder blinden Überschiebungen (SUPPE & MEDWEDEFF 1990). Angeboten werden:
 - Ein «single step FPF system» (Abb. 6 b), bei dem die «blinde Rampe» aus nur einem Liniensegment besteht.
 - Ein «hybrid FPF system» (CHESTER & CHESTER 1990) das die Erstellung von Falten über mehrstufigen blinden Überschiebungen erlaubt (Abb. 6 c).
 Beide Modulklassen verwenden schichtparalleles Gleiten und sind schichtlängen- und flächenbilanziert. Beide bieten Freiheitsgrade im Mächtigkeitsverhältnis der beiden Schenkel im Fall von nicht-schichtparallelem Gleiten. Mit dem «single step FPF system» ist auch die Modellierung von «detachment folds» möglich (Abb. 6 d).
- Das «fault slip fold module» (FSF) wird angewendet, um progressive Deformation im Hangenden zu modellieren, wobei dieses interaktiv über einen Bruch bewegt werden kann (Abb. 6 e). FSF verwendet nicht schichtparalleles Gleiten, sondern vertikale oder (frei parameterisierbare) schiefe Scherung. Der Scherwinkel bestimmt die Scherrichtung im Hangenden während der Verformung. Schichtflächen bleiben erhalten, Schichtlängen in guter Näherung ebenfalls. Dazu sollte der Versatz erfahrungsgemäss nicht grösser als etwa 10 Prozent des Verkürzungsbetrages und die Bruchfläche nicht zu komplex sein. In erster Linie werden mit diesem Modul Über- und Abschiebungen modelliert.
- Das «transfer – flexural slip module» (TFS) wird verwendet, um eine Komponente durch schichtparalleles Gleiten von einem Verformungszustand in einen anderen zu bringen, wobei ihre Fläche und die Länge aller zu einem Referenzhorizont parallelen Schichten erhalten bleibt. Eine Komponente ist rekursiv definiert als Körper, der von einem Mechanismus deformiert wird, der durch das TFS approximiert werden kann. Sie ist z. B. von einer Schichtfläche, einem Bruch und zwei Pinline begrenzt (Abb. 6 f). Die Scherung kann in der Pinline auf Null fixiert werden. Dieses Modul kommt bei Vorwärts- oder Rückwärtsmodellierung in kompressivem Milieu zur Anwendung.

- Das «transfer – vertical/oblique slip module» (TVOS) entspricht dem TFS, nur dass statt schichtparallelem Gleiten vertikale oder (frei parameterisierbare) schiefe Scherung verwendet wird (Abb. 6 g). TVOS kommt vor allem bei Vorwärts- oder Rückwärtsmodellierung extensionaler Strukturen zur Anwendung.
- Das «project map data module» erlaubt, dreidimensionale Kartendaten entlang eines frei wählbaren Vektors auf die Profilebene zu projizieren.
- Das «project wells module» erlaubt, dreidimensionale Bohrdaten entlang eines frei wählbaren Vektors auf die Profilebene zu projizieren.
- Das «fault prediction module» dient zur Voraussage von Bruchgeometrien in extensionalen Bedingungen (in der vorliegenden Arbeit nicht verwendet).
- Das «compact module» kompaktiert ein deformiertes Profil um den Betrag der vertikalen Kompression durch darüberliegendes Sediment (in der vorliegenden Arbeit nicht verwendet).
- Das «decompact module» dekompaktiert ein rückdeformiertes Profil um den Betrag der vertikalen Expansion nach Entfernung einer Überlast (in der vorliegenden Arbeit nicht verwendet).
- Das «time to depth module» rechnet seismische Daten automatisch von Zeit zu Tiefe um (in der vorliegenden Arbeit nicht verwendet).
- Das «depth to time module» rechnet seismische Daten automatisch von Tiefe zu Zeit um (in der vorliegenden Arbeit nicht verwendet).

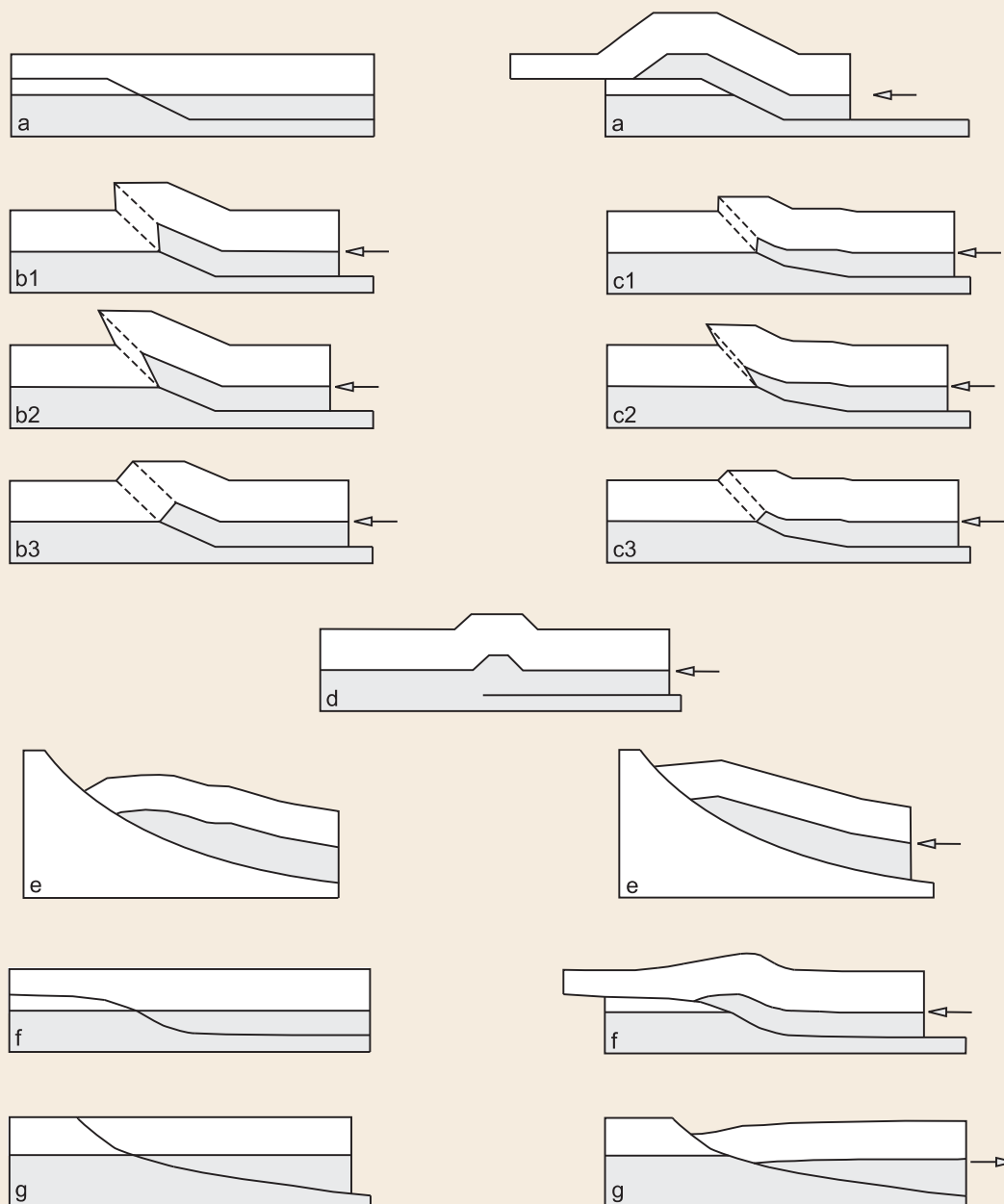


Abb. 6: Die Programmmodule von GEOSEC-20™. a) Fault bend fold module. b1) Fault propagation fold module (FPF) single step. b2) FPF single step mit Ausdünnung im vorderen Schenkel. b3) FPF single step mit Verdickung im vorderen Schenkel. c1) FPF multiple step. c2) FPF multiple step mit Ausdünnung im vorderen Schenkel. c3) FPF multiple step mit Verdickung im vorderen Schenkel. d) FPF als «detachment fold». e) Fault slip fold module mit vertikaler Scherung. f) Transfer – flexural slip module. g) Transfer – vertical/oblique slip module mit vertikaler Scherung. Vgl. Kap. 2.2.3.

Fig. 6: Program modules from GEOSEC-20™. a) Fault bend fold module. b1) Fault propagation fold module (FPF) single step. b2) FPF single step with thinning of the front limb. b3) FPF single step with thickening of the front limb. c1) FPF multiple step. c2) FPF multiple step with thinning of the front limb. c3) FPF multiple step with thickening of the front limb. d) FPF as detachment fold. e) Fault slip fold module with vertical shearing. f) Transfer – flexural slip module. g) Transfer – vertical/oblique slip module with vertical shearing. See chapter 2.2.3.

Fig. 6: Les modules du programme GEOSEC-20™. a) «Fault bend fold module»; b1) «Fault propagation fold module (FPF) single step»; b2) «FPF single step» avec amincissement du flanc antérieur; b3) «FPF single step» avec épaissement du flanc antérieur; c1) «FPF multiple step»; c2) «FPF multiple step» avec amincissement du flanc antérieur; c3) «FPF multiple step» avec épaissement du flanc antérieur; d) FPF comme «detachment fold»; e) «Fault slip fold module» avec cisaillement vertical; f) «Transfer – flexural slip module»; g) «Transfer – vertical/oblique slip module» avec cisaillement vertical. Cf. chap. 2.2.3.

3 Geologie des Gebietes Mont Terri – La Croix, Profilmodellierung

Im Folgenden wird die computergestützte Profilkonstruktion und -bilanzierung auf zwei Profilschnitte angewendet. Der Autobahntunnel Mont Terri der A16 Transjurane und der Eisenbahntunnel La Croix dienen als Profilsuren (vgl. Abb. 7). Die Modellprofile werden kinematischen und dynamischen Plausibilitätskontrollen

unterzogen. Weiter werden Schlüsse über die Struktur der darunterliegenden Rampe und die geometrische und mechanische Geschichte der Überschiebung gezogen. Anhand einer Serie von nicht bilanzierten Profilen wird die laterale Entwicklung der Faltenstruktur veranschaulicht (vgl. Kap. 3.4).

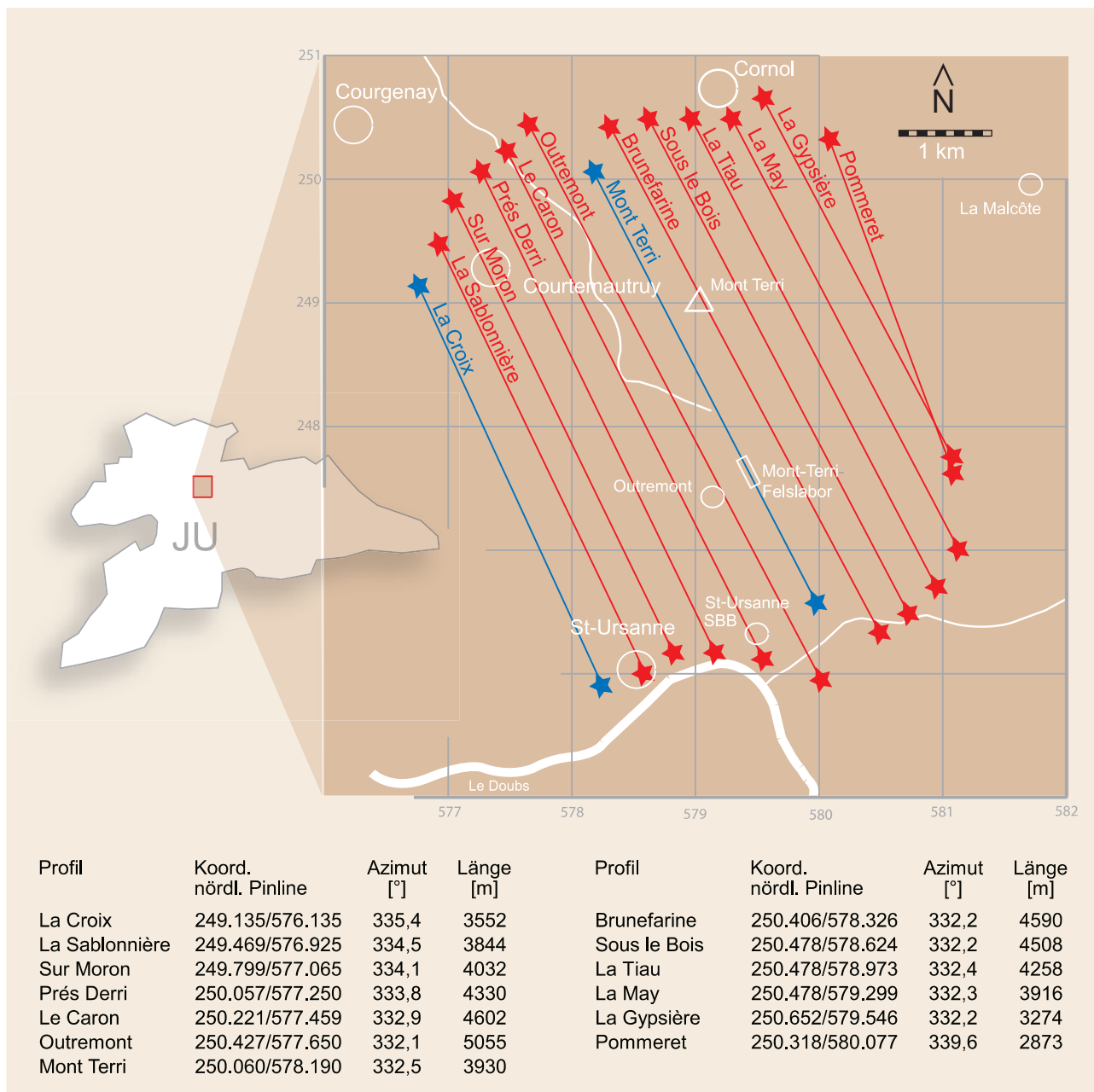


Abb. 7: Die Lage des Arbeitsgebietes. In blau: die Profilsuren der bilanzierten Profile. In rot: die Spuren der nicht bilanzierten Profile (vgl. Kap. 3.4 und Abb. 15). Aus der Tabelle ist die genaue Georeferenzierung der Spuren ersichtlich.

Fig. 7: Location of the study area. Blue: traces of the balanced profiles. Red: traces of the unbalanced profiles (see chapter 3.4. and fig. 15). The exact georeferencing of the traces can be seen in the table.

Fig. 7: Situation de la zone étudiée. En bleu: traces des profils équilibrés. En rouge: traces des profils non équilibrés (cf. chap. 3.4 et fig. 15). Les géoréférences précises des traces figurent dans le tableau.

3.1 Geologische Übersicht

Das bearbeitete Gebiet befindet sich im Kanton Jura zwischen St-Ursanne und Cornol und umfasst eine Fläche von ungefähr 10,5 km². Die genaue Lage des Gebiets ist aus Abb. 7 ersichtlich. Abb. 8 zeigt eine tek-

tonische Übersichtsskizze der Region. Als topografische Grundlage aller akquirierten Daten dient Blatt 1085 St-Ursanne, Landeskarte der Schweiz 1 : 25 000. Alle Koordinaten werden im Schweizer Koordinatennetz referenziert.

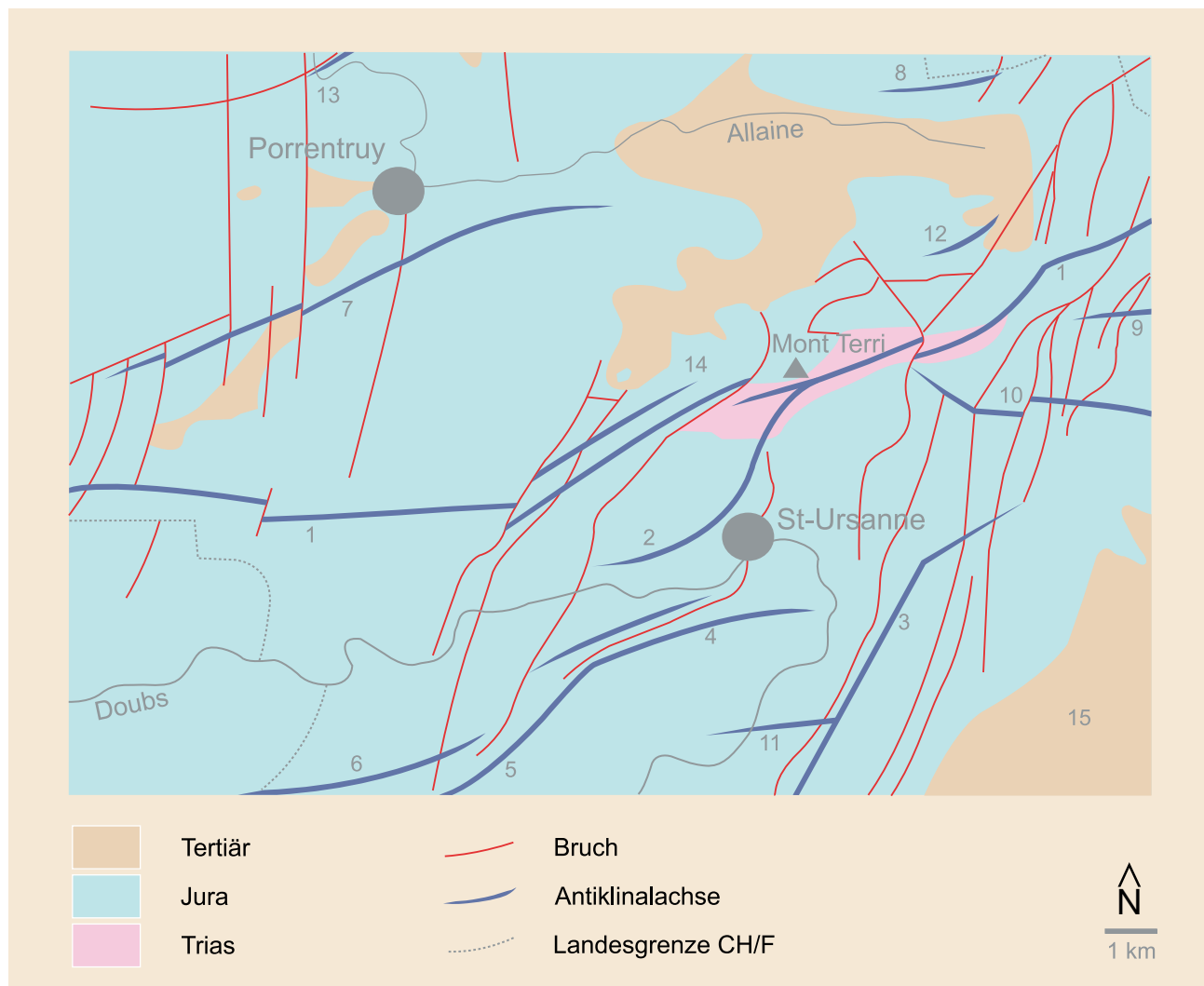


Abb. 8: Tektonische Übersicht der Region St-Ursanne – Porrentruy. 1) Mont-Terri-Antiklinale. 2) Clairmont-Antiklinale. 3) Caquerelle-Antiklinale. 4) Clos-du-Doubs-Antiklinale. 5) Spiegelberg-Antiklinale. 6) Epiquez-Antiklinale. 7) Banné-Antiklinale. 8) Morimont-Antiklinale. 9) Movelier-Antiklinale. 10) Vorbourg-Antiklinale. 11) Nebenantiklinale von Champ de Soubos. 12) Antiklinalen im Vorland der Mont-Terri-Kette. 13) Pont-d'Able-Antiklinale. 14) Côte-de-Goule-Antiklinale. 15) Becken von Delsberg. Verändert aus DIEBOLD et al. (1963).

Fig. 8: Tectonic overview of the region of St-Ursanne and Porrentruy. 1) Mont Terri anticline. 2) Clairmont anticline. 3) Caquerelle anticline. 4) Clos-du-Doubs anticline. 5) Spiegelberg anticline. 6) Epiquez anticline. 7) Banné anticline. 8) Morimont anticline. 9) Movelier anticline. 10) Vorbourg anticline. 11) Secondary anticline of Champ de Soubos. 12) Anticlines in the foreland of the Mont Terri chain. 13) Pont-d'Able anticline. 14) Côte-de-Goule anticline. 15) Delsberg basin. Modified after DIEBOLD et al. (1963).

Fig. 8: Aperçu tectonique de la région de St-Ursanne – Porrentruy. 1) Anticlinal du Mont Terri. 2) Anticlinal de Clairmont. 3) Anticlinal de la Caquerelle. 4) Anticlinal du Clos-du-Doubs. 5) Anticlinal du Spiegelberg. 6) Anticlinal d'Epiquez. 7) Anticlinal du Banné. 8) Anticlinal de Morimont. 9) Anticlinal de Movelier. 10) Anticlinal du Vorbourg. 11) Anticlinal secondaire de Champ de Soubos. 12) Anticlinaux au front de la chaîne du Mont Terri. 13) Anticlinal du Pont-d'Able. 14) Anticlinal de la Côte-de-Goule. 15) Bassin de Delémont. Modifié à partir de DIEBOLD et al. (1963).

Die Mont-Terri-Antiklinale ist – abgesehen von einigen Vorlandfalten in der Ajoie – die regional nördlichste Antiklinale des Faltenjuras. Die Struktur wurde mehr als 1 km über das nördlich anschliessende Tafelland der Ajoie überschoben. Die Randüberschiebung ist im Bach bei Le Caron östlich Derrière M. Terri [248.820/578.270] deutlich als geologisches Fenster aufgeschlossen, wie KELTERBORN (1944) erkennt. Unter tektonisch stark beanspruchten und überkippten Gesteinen der Passwang-Alloformation findet sich dort ein flachliegender, spätiger, beiger Kimmeridgien-Kalk. Im Norden überfährt die Antiklinale autochthon auf der Tafel der Ajoie aufliegende stampische Sedimente, die Molasse alsacienne. Der Autobahntunnel Mont Terri verläuft über etwa 850 m in diesen Sedimenten knapp unter der Hauptüberschiebung.

Der Nordschenkel der Rampenantiklinale ist grösstenteils überkippt. Im Arbeitsgebiet sind Formationen von Malm bis Keuper aufgeschlossen. Der steilste Teil des Nordschenkels, durch Callovien bis Kimmeridgien gebildet, ist grossräumig auf mehreren Bruchflächen nach Norden abgeglichen, wobei auch die Definition von Abschiebungen angewandt werden könnte (vgl. Kap. 3.2.3). Der Keuper bildet eine Mulde im Kessel zwischen Les Salins und La Gysièrre. Der Keuperkern ist der grösste Ausbiss triassischer Gesteine in weiter Umgebung. Südöstlich des Mont Terri [248.600/579.350] verschmälert sich der Kern auf ca. 180 m, was einerseits mit der Geländemorphologie zusammenhängt, andererseits auf eine Aufwölbung der darunterliegenden Rampe weisen könnte. KELTERBORN (1944) postuliert eine ähnliche Aufwölbung unter dem Gebiet um Sur Moron westlich des Mont Terri [248.730/577.700], wobei er sie als präexistente Falte im Liegenden interpretiert, deren Achse parallel zur Achse der Mont-Terri-Antiklinale streicht. In der vorliegenden Arbeit – wie auch bei TSCHOPP (1960) und HAARPAINTNER & SCHAEREN (1997) – liegt das Liegende der Rampenüberschiebung immer flach. Die Verschmälerung des Kerns wird durch zwei Überschiebungen erklärt (vgl. Abb. 15 e – i). Der Südschenkel der Antiklinale liegt normal. Es sind – abgesehen von der Mächtigkeitszunahme im Opalinuston (Kap. 3.2.3) – keine Verdoppelungen festgestellt worden. Der Haupttrogenstein, der sowohl am Mont Terri als auch am gegenüberliegenden Hügelzug von La Malcôte eindruckliche Fluren bildet, liegt im Südschenkel ca. 100 m höher als im Norden. Dies weist ebenfalls auf eine dazwischen liegende Überschiebung. Der Südschenkel geht über in die Tafel von St-Ursanne, die

gegen Westen durch die Clairmont-Antiklinale von der Tafel von Ocourt getrennt wird. Gegen Osten folgt die Caquerelle-Antiklinale, die unter das Tertiärbecken von Delsberg taucht (vgl. Abb. 8). Die Brüche – es handelt sich grösstenteils um Überschiebungen – entstanden meist synkinematisch. Näheres über präexistente alttertiäre Strukturen sowie jungtertiäre Faltenjurektekonik ist in den Kapiteln über die kinematische Entwicklung der beiden bilanzierten Profile beschrieben (Kap. 3.2.3 und 3.3.3).

Vom Liegenden der Ajoie ist im Arbeitsgebiet, abgesehen vom Malmfenster bei Le Caron, nichts aufgeschlossen. Südöstlich und nordöstlich von Miécourt befinden sich Vorlandfalten, die als alttertiäre Flexuren über Brüchen angelegt sind. Des Weiteren ist die Ajoie durch rheintalische Brüche in Schollen zerlegt, wobei NNE-SSW streichende Brüche dominieren; N-S oder ENE-WSW streichende Brüche treten seltener in Erscheinung. Der Versatz der einzelnen Schollen beträgt kaum je mehr als 100 m. Die rheintalischen Brüche sind in der Randüberschiebung mitverfaltet und teils reaktiviert worden (BUXTORF & LEHNER 1920, SCHNEIDER 1960).

Das schematische stratigraphische Profil in Abb. 9 unterscheidet sich von demjenigen, das im Kartierbericht von FREIVOGEL (2001) dargestellt wird. Abb. 9 ist nach der neuesten Literatur zusammengestellt, benutzt also die aktuellen Namen der Stufen und der Lithostratigraphie. Die Kartierung hingegen wurde nach einer älteren Einteilung vorgenommen, um sie mit den andern für die Materialbilanzierung verwendeten Daten kompatibel zu machen, die nach dieser älteren Nomenklatur gegliedert wurden. Die Namen der kartierten Formationen sind ebenfalls dem Profil zu entnehmen. In den Tunnelkartierungen (BTN 1993; BTN 1994a; BTN 1994b; ALLIMANN et al. 1998) und den Bohrungen (BGA 1988), die im Laufe des Baus des Autobahntunnels entstanden sind und als Grundlage für die vorliegende Arbeit dienen, wird der Malm unterteilt in die (im Prinzip nomenklatorisch inkorrekten) Einheiten Oxfordien, Rauracien, Séquanien und Kimmeridgien. Der so genannte «untere Dogger» (oberes Aalénien und unteres Bajocien) wird in diesen Dokumenten «Blaukalk» genannt. Dieser Ausdruck wird in der vorliegenden Arbeit durch die Passwang-Alloformation (BURKHALTER 1996) ersetzt. Die verschiedenen Referenzen sind im Bildtext zu Abb. 9 zusammengestellt. Alle Mächtigkeiten (nach LAUBSCHER 1963) sind dem stratigraphischen Profil zu entnehmen.

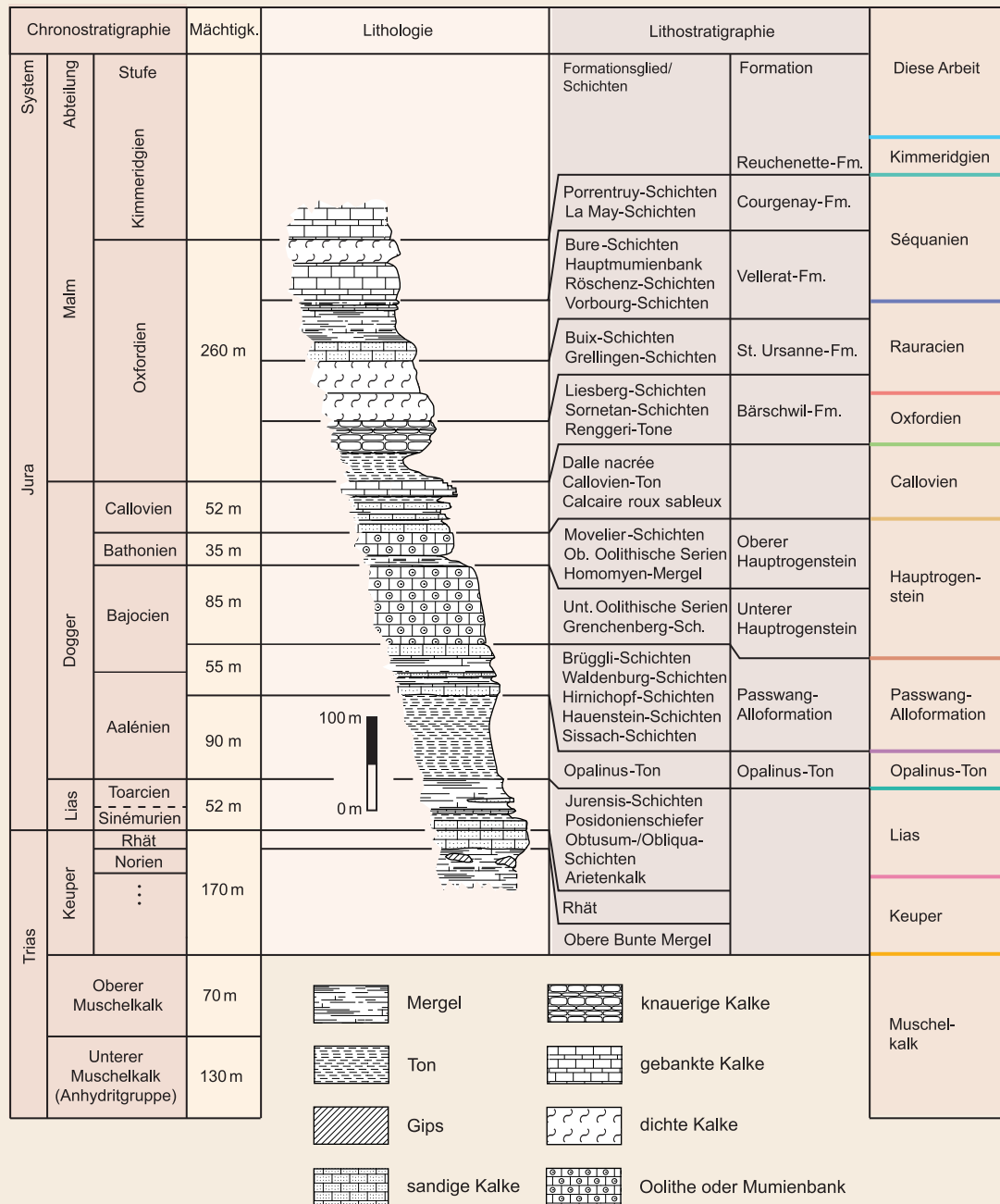


Abb. 9: Stratigraphisches Profil. Zusammen-
gestellt aus BTN (1994a, 1994b), BURKHÄLTER
(1996), GYGI (2000) und LAUBSCHER (1963).

Fig. 9: Stratigraphic profile. Compiled from
BTN (1994a, 1994b), BURKHÄLTER (1996), GYGI
(2000) and LAUBSCHER (1963).

Fig. 9: Profil stratigraphique. Compilation
issue de BTN (1994a, 1994b), BURKHÄLTER
(1996), GYGI (2000) et LAUBSCHER (1963).

3.2 Autobahntunnel Mont Terri

3.2.1 Akquisition



Abb. 10: Zusammenstellung der für die Bilanzierung des Profils Mont Terri verwendeten Daten. Enthalten ist die Kartierung des Tunnels (BTN 1994a) sowie Informationen aus den Bohrungen (BGA 1988) und der Oberflächenkartierung (KÖHLER 2000), die in die Profilebene projiziert werden. Lithologien sind farbcodiert, die Art der Oberfläche ist formcodiert, das scheinbare Einfallen ist durch Fallzeichen dargestellt. Vgl. Abb. 13.

Fig. 10: Compilation of the data used for balancing the Mont Terri profile. The map of the tunnel (BTN 1994a) is included, as well as information from drill cores (BGA 1988) and the surface mapping (KÖHLER 2000), which is projected onto the profile plane. Lithologies are colour coded, the surface features are shape coded, and the apparent dip is shown with dip-strike symbols. See fig. 13.

Fig. 10: Compilation des données utilisées pour équilibrer le profil du Mont Terri. Elle englobe les levés du tunnel (BTN 1994a), ainsi que des informations provenant des sondages (BGA 1988) et de la cartographie de surface (KÖHLER 2000), qui sont projetées dans le plan du profil. La lithologie est déterminée par un code de couleur et le type de surface par un code de forme; le pendage apparent est représenté par un signe de pendage. Cf. fig. 13.

Die Randüberschiebung ist im Profilschnitt Mont Terri dank des Tunnels sehr gut dokumentiert. Zur Verfügung stehen Tunnelkartierungen (BTN 1993; BTN 1994a; ALLIMANN et al. 1998), Bohrungen (BGA 1988) und die geologische Karte des Arbeitsgebietes (FREI-VOGEL 2001). Eine Zusammenstellung aller im Profil Mont Terri verwendeten, bereits in die Profilebene projizierten Daten zeigt Abb. 10. Die stratigraphische Information stammt aus verschiedenen Quellen (vgl. Abb. 9). Die Mächtigkeiten der nicht aufgeschlossenen Einheiten wurden im Modellierungsprozess extrapoliert. Die stratigraphische Säule in GEOSEC – 20™ beinhaltet für die vorliegende Arbeit nur Formationsnamen und Mächtigkeiten (vgl. Abb. 9, rechte Kolonne). Seismische Geschwindigkeiten und Verdichtungsparameter werden nicht verwendet.

3.2.2 Konstruktion

Der erste Schritt bei der Erstellung eines bilanzierten Profils ist das Zeichnen eines klassischen Profils. Dies geschieht am Computer genau so wie es auf dem Papier geschehen würde. Als erstes wird eine Profilspur gewählt. Für die Profile dieser Arbeit sind die Spuren durch die Tunnelanlagen bereits vorgegeben. Die Tunnelführung ist nicht ganz gerade, die Projektionslinie entspricht dem «best fit». Die Tunnel wurden, um sie so kurz wie möglich zu halten, senkrecht zur Bergkette angelegt. Somit liegen sie ziemlich genau normal zur Faltenachse des Mont-Terri-Antiklinoriums. LAUBSCHER (1972) zeigt eine zweidimensionale elastostatische Lösung für das Stressfeld des Juragebirges. Für den Mont Terri lässt sich dort ein idealisiertes Azimut der

Hauptspannungsrichtung von ungefähr 338° ablesen. Die Normale auf die lokale Faltenachse hat ein Azimut von ca. 333° . Die Profilspur Mont Terri ihrerseits hat ein Azimut von $332,5^\circ$. Es wird in erster Näherung angenommen, dass beide Tunnel – Mont Terri und La Croix – in Schubrichtung der Jurafaltung liegen, die lokal durch einen idealisierten Transportrichtungsvektor festgesetzt ist (vgl. Kap. 2.1.1). Als nächstes wird die Topografie entlang der Profilspur gezeichnet, indem die Schnittpunkte mit den Höhenlinien digitalisiert werden. Dann werden die Felddaten in die Profilebene projiziert. Die Schichtgrenzen, Schichtfallen und Brüche aus den Tunnelkartierungen können für das Profil Mont Terri eins zu eins in die Profilebene digitalisiert werden. Die Oberflächen- und Bohrdaten werden entlang eines Vektors senkrecht auf die Schnittebene projiziert. Auswahlkriterium für die projizierten Daten ist in erster Linie ihre Nähe zur Profilspur. Dazu werden alle Daten aus höchstens ca. 50 m Entfernung beiderseits der Profilspur in die Schnittebene projiziert. Die einzelnen Datenpunkte werden dann subjektiv auf ihre Aussagekraft geprüft. Die verwendete Projektionsart schliesst komplexe räumliche Strukturen aus, deshalb muss für jeden Datenpunkt eine Wertung der Zuverlässigkeit vorgenommen werden. Diese beinhaltet einerseits eine Abschätzung der Datenhärte. Strukturen, die im Feld direkt beobachtet werden können, kommt somit eine grössere Signifikanz zu als interpolierten Daten. Andererseits muss auch die geologische Struktur, die den Datenpunkt umgibt, im Auge behalten werden. Ein Fallzeichen, dessen scheinbarer Fallwinkel stark vom wahren Fallwinkel abweicht, führt z. B. schon bei gerin-

ger Entfernung von der Profilsur zu Fehlern in der Projektion. Der nächste Schritt beinhaltet die Interpolation zwischen den Daten. Hier können nicht einfach Punkte miteinander verbunden werden, sondern es müssen bereits geometrische Randbedingungen eingehalten werden. Das resultierende Profil, das die Basis der Modellierung darstellt, soll im Rahmen der aufgestellten Hypothese (vgl. Kap. 2.1.2) schon möglichst plausibel sein. Dazu müssen weiterhin subjektive Wertungen und Entscheide bezüglich der Bedeutung von Strukturen getroffen werden. Dies ist vor allem bei Bruchstrukturen wichtig, da in den Bohrungen und (in geringerem Ausmass) in den Tunnelkartierungen nicht sofort ersichtlich ist, wie weitreichend oder «bedeutend» die einzelnen Strukturen sind. Abschnitte mit vielen Brüchen müssen zwangsläufig zu Bruchzonen zusammengefasst, einzelne kleinere Brüche vernachlässigt werden. Dies ist vor allem im Bereich des nördlichen Schenkels der Antiklinale der Fall, wo die Daten auf eine komplizierte Verschuppung der Gesteine hindeuten. Alle gewählten Vereinfachungen müssen im Modellierungsprozess dokumentiert bleiben, so dass sie jederzeit rückgängig gemacht werden können, falls der die geologischen Verhältnisse falsch eingeschätzt wurden. Die Wahl der Pinlines stellt unter den örtlichen Bedingungen kein Problem dar. Im Norden ist das Profil in den undeformierten Schichten der Ajoie fixiert, bei 250.060/578.190. Im Süden steht die Pinline in der Synklinaltafel von St-Ursanne, bei 246.320/580.130.

3.2.3 Modellierung

Als Anfangshypothese des Bilanzierungsvorgangs wird eine einfache Überschiebungsrampe ohne Deformation des Liegenden angenommen. Zudem gibt es Evidenz für eine Duplexstruktur im Hangenden, da zwei Bohrungen in der Nähe des angenommenen oberen Knickpunkts der Rampe unter den triassischen Sedimenten eine Überschiebungsfläche durchfahren und darunter auf die Passwang-Alloformation stossen (BGA 1988). Die Antiklinalfalte über der Rampe zeigt, nach Extrapolation der erodierten Schichten und Rückdeformation der unten besprochenen abgeglichenen Gesteinspakete im Norden, in ihrer generellen Orientierung symmetrische Nord- und Südschenkel. Der Scheitel ist gewölbt und geht ohne Knicke in die Schenkel über. Der Nordschenkel ist durch nordvergente Brüche zerlegt und zeigt Überkipfung im Kontakt mit der Überschiebungsfläche. Zwischen den nordvergenten Überschiebungen befindet sich eine rücklandvergente Abschiebungsfläche. Die Anfangshypothese sieht sie als Resultat einer Auspressung des darunterliegenden keilförmigen Gesteinspaketes, verursacht durch die Überlast, oder als durch eine späte Änderung des lokalen Spannungsfeldes

reaktivierte Bruchfläche. Im Südschenkel fällt eine Verdickung im Opalinus-Ton auf, die sich genau im Bereich des Felslabors befindet. Mehrere Erklärungen können zu dieser Verdickung herangezogen werden. Erstens könnte es sich um eine sedimentäre Mächtigkeitschwankung handeln. ALLIA (1996) schliesst aus Geohistory-Analysen für die Zeit des frühen Aalénien auf eine erhöhte tektonische Subsidenz des Untergrunds, was lokale Verdickungen erklären könnte. Zweitens ist eine Deformation des Opalinus-Tons durch interne Verfaltung dieser inkompetenten Formation möglich, was zu einer Verkürzung der Schichtlänge bei gleichbleibender Schichtfläche führen würde. Drittens ist eine Überschiebung, die eine Verdoppelung der Schicht bewirkt, in Betracht zu ziehen. Diese Annahme stützt sich auf eine auf der Höhe des Labors kartierte Bruchzone.

Die Deformation soll in ihrer zeitlichen Abfolge, vom undeformierten Urzustand ausgehend, Schritt für Schritt dargestellt werden. Die einzelnen Phasen sind in Abb. 12 a – e illustriert. Die in der jeweiligen Phase noch nicht aktiven Brüche sind als vorgezeichnete Trajektorien in dunkelgrau gehalten. Zum Vergleich ist das gleiche Profil in erodiertem Zustand in Abb. 15 g enthalten. Auf die einzelnen Iterationsschritte der Modellierung soll nur eingegangen werden, wo das Ergebnis die Anfangshypothese nicht erfüllt hat.

Nach Ablagerung bleibt der Schichtstapel lange Zeit nahezu ungestört (Abb. 12 a). Erst im Alttertiär wird das Gebiet – wegen seiner Nähe zur diffusen Transferzone zwischen dem Rhein- und dem Bressegraben – in ein Bruchschollenfeld zerlegt (vgl. Kap. 3.1). Die erste Deformationsphase des Modells wird mit diesem Event erklärt. Die Rückdeformation der südvergenten Abschiebung im Nordschenkel der Antiklinale (vgl. Abb. 12 d und 12 e) nach den Kriterien der oben erwähnten Anfangshypothese ergibt Platzprobleme im abgewinkelten Profil, die schwierig lösbar sind. Nach dem «error»-Prozess wird die Anfangshypothese verändert («trial»). Die erste Phase wird nun als steiler rheintalischer Bruch betrachtet, der den südlichen Teil des Profils gegenüber dem nördlichen nach unten versetzt (Abb. 12 b). Da der Bruch auch das Grundgebirge erfasst, wird auch Gestein mitbewegt, das in den nächsten Phasen zum Liegenden der Rampenüberschiebung wird, wodurch sich die Platzprobleme aufheben.

Die zweite Phase, bereits zur Jurafaltung im Miozän gehörig, erklärt die Mächtigkeitszunahme im Opalinus-Ton. Diese Verdickung schlägt stratigraphisch in die jüngsten Schichten durch. Deshalb wird die Hypothese der sedimentären Mächtigkeitsschwankung fallen gelassen. Es gibt im Südschenkel tatsächlich Evidenz für eine Aufwölbung über dem Opalinus-Ton, die in späteren Phasen passiv mitverfaltet wurde.

Die Hypothese des internen «flexural flow», bedingt durch die Inkompetenz des Opalinus-Tons, wird mit der Hypothese des Überschiebungsbruches kombiniert. Da an der Oberfläche keine Verdickung im Opalinus-Ton kartiert wurde, wird eine blinde Überschiebung angenommen, die im Opalinus-Ton endet. Es wird ein «fault propagation fold» gebildet, dessen Bruch in den Opalinus-Ton durchschlägt und das Tongestein intern verformt, d. h. verdickt (vgl. Abb. 12 c).

Im folgenden Schritt (Abb. 12 d) erfolgt die Rampenüberschiebung zusammen mit der Abscherung zweier Duplexe. Dieser Schritt ist in der Abbildung nicht bilanziert, er dient als Veranschaulichung eines Zwischenschrittes von Phase c und e.

Die Rampe ist mit ca. 22° Neigung relativ steil, dazu wird sie noch versteilt durch die Duplexe. Diese sind nötig, um das Platzproblem im Faltenkern zu lösen und den Keuper in seine heutige hohe Lage zu bringen. Die Duplexe sind nicht klassisch imbriziert, sondern als «out of sequence»-Strukturen dünn abgescher. Im Hinterland der Antiklinale entstehen drei «out of sequence»-Brüche mit nur wenig Versatz. Die steile Bruchzone, die am Ablösepunkt der blinden Überschiebung nukleiert, enthält eine tektonische Brekzie. Ob in diesem Bereich Material quer zur Profilebene transportiert worden ist, kann nicht gesagt werden, da der entsprechende Bruch im Kartenbild aufgrund quartärer Bedeckung nicht erkennbar ist.

Die nächste Phase (Abb. 12 e) ist wiederum bilanziert. Sie zeigt die nordvergenten Überschiebungen, die den Nordschenkel zerlegen. Diese Brüche zeigen alle relativ wenig Versatz, die drei nördlichsten sogar nur so wenig, dass er aus dem Profil nicht ersichtlich wird. Auch hier findet man tektonische Brekzien, die die Vermutung nahe legen, dass möglicherweise Materialtransport durch die Profilebene hatte stattfinden können. Die im

Kartenbild verifizierbaren Brüche schneiden die Profilschur nicht senkrecht, was dem Idealfall entsprechen würde, sondern in Winkeln von bis zu 30°. Angesichts der kleinen Versätze wird dieser verzerrende Faktor in der Bilanzierung allerdings vernachlässigt. Die teils überkippten Schichten des Nordschenkels können mit der Programmmodulen in GEOSEC – 20™ nicht modelliert werden. Diese Schichtsequenz muss «von Hand» unter Erhaltung von Schichtflächen und -längen konstruiert werden (siehe Abb. 12, Seite 30-31).

In einer abschliessenden Phase gleiten die Gesteinsmassen des Nordschenkels gegen Norden ab. Da der grösste Teil des Nordschenkels bereits erodiert ist, ist die Datengrundlage hier sehr gering, und es gibt nur bedingt Möglichkeiten, geologische Randbedingungen zu setzen. Abb. 11 a – c zeigt eine Abfolge dieser letzten Deformationsphase, die mit den vorhandenen Daten vereinbar ist. Abb. 11 a zeigt die Detailansicht des Nordschenkels, Abb. 11 b die auf drei Flächen nach Norden abgerutschten Gesteinspakete und Abb. 11 c den heutigen, erodierten Zustand. Diese letzte Phase ist nicht bilanziert.

Der Verkürzungsbetrag im Profil Mont Terri beträgt 2140 m. Die Fläche (als «A» bezeichnet) der durch die Deformation über die ursprüngliche Lage des Referenzhorizontes gebrachten Schichten beträgt 2,46 km² (Referenzhorizont = Oberfläche des Kimmeridgien). Vergleiche im deformierten und undeformierten Zustand des Profils ergeben folgendes Bild: die Fläche A, die der im Hinterland «weggeschobenen» Fläche entsprechen sollte, ist um 4,5 % verkleinert. Die Längenänderung der einzelnen Schichten vom undeformierten zum deformierten Profil betragen –0,24 % (Muschelkalk), 0 % (Opalinus-Ton) und 0,75 % (Kimmeridgien). Das Profil kann angesichts der kleinen Fehler als schichtlängen- und flächenbilanziert bezeichnet werden.

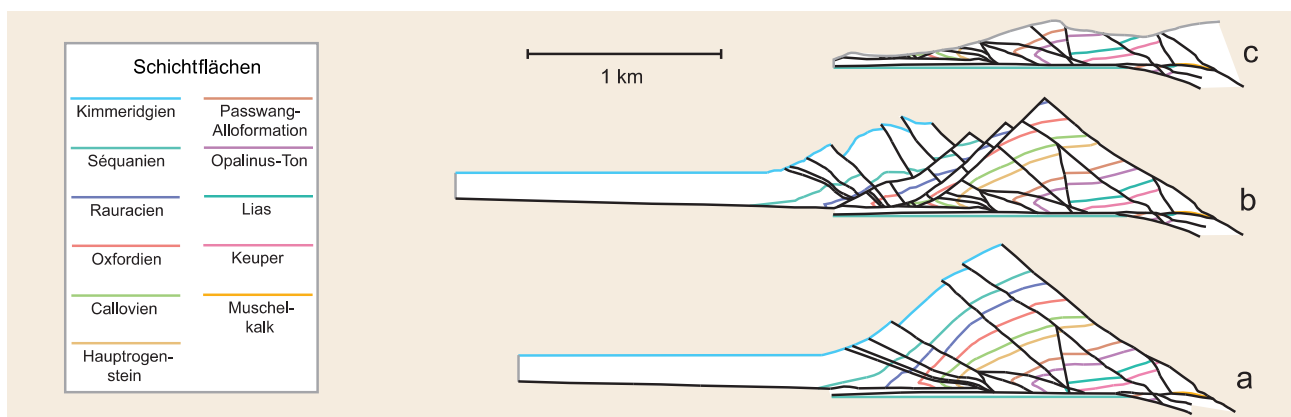


Abb. 11: Bilanzierte Detailansicht des Nordschenkels im Profil Mont Terri. Vgl. Kap. 3.2.3.

Fig. 11: Balanced detail of the northern limb in the Mont Terri profile. See chapter 3.2.3.

Fig. 11: Représentation équilibrée de détail, flanc nord du profil du Mont Terri. Cf. chap. 3.2.3.

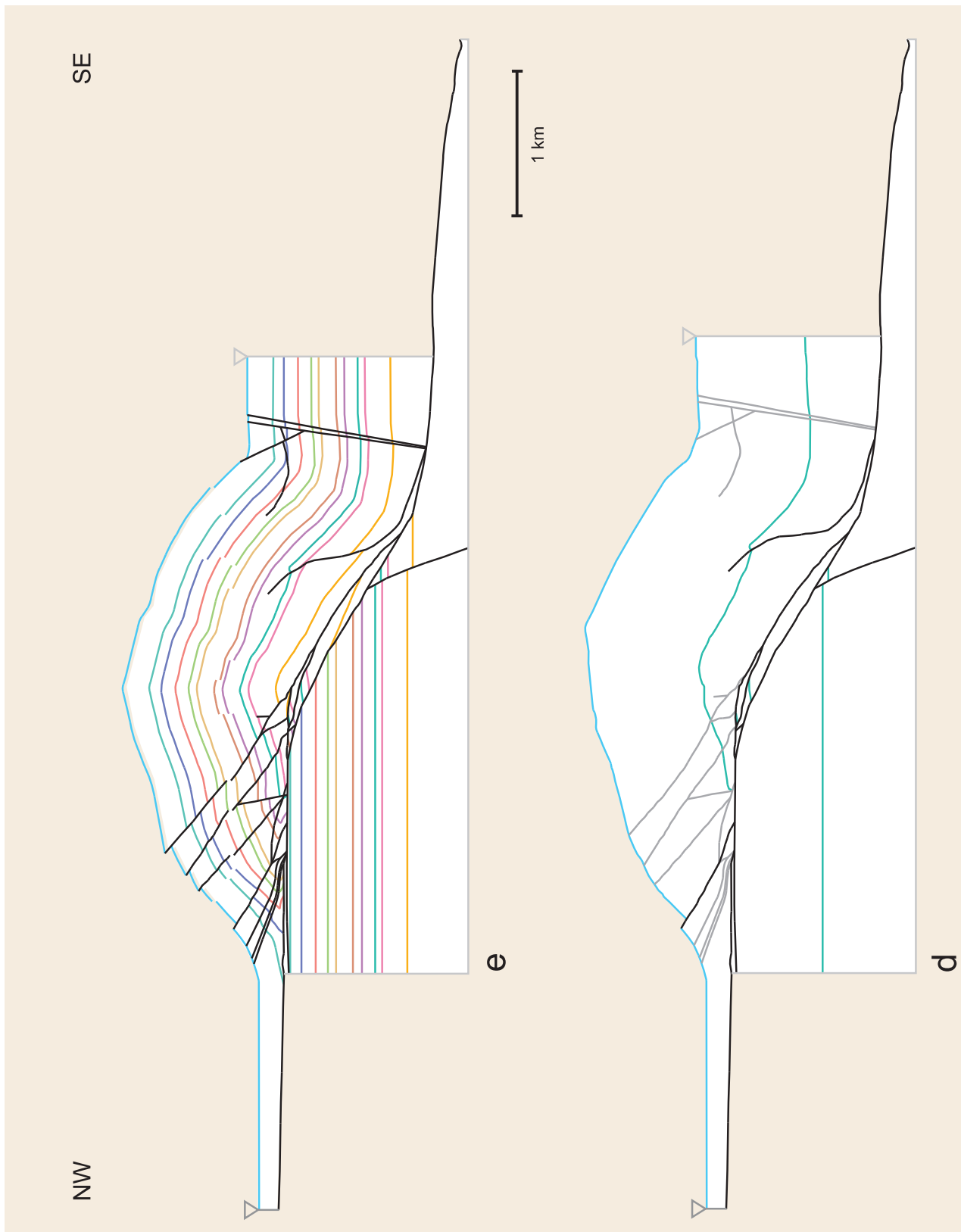


Abb. 12: Bilanzierte Abfolge des Profils Mont Terri. Vgl. Kap. 3.2.3.
In Schwarz: Brüche. In Dunkelgrau: vorgezeichnete Bruchtrajektorien.
In Hellgrau: Pinlines und basale Grenze des Profils.

Fig. 12: Balanced sequence in the Mont Terri profile. See chapter 3.2.3.
Black: faults. Dark grey: fault trajectories. Light grey: pin lines and the basal margin of the profile.

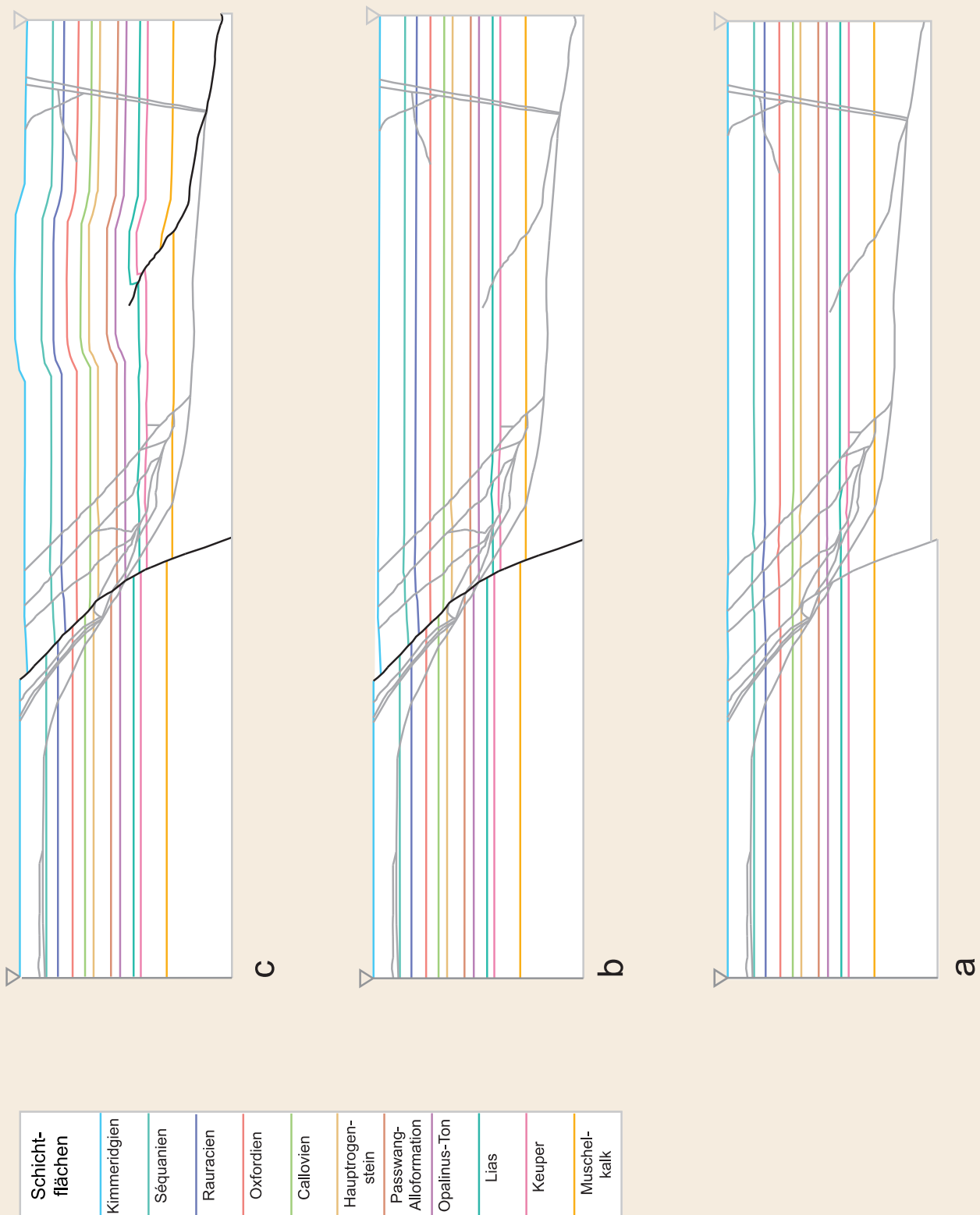


Fig. 12: Séquence équilibrée du profil du Mont Terri. Cf. chap. 3.2.3.
 En noir: failles. En gris foncé: tracés des failles. En gris clair: «pin lines» et limite inférieure du profil.

3.3 Eisenbahntunnel La Croix

3.3.1 Akquisition



Abb. 13: Zusammenstellung der für die Bilanzierung des Profils La Croix verwendeten Daten. Enthalten ist die Tunnelkartierung (MATHEY 1883) sowie Informationen aus der Oberflächenkartierung (KÖHLER 2000), die in die Profilebene projiziert werden. Vgl. Abb. 10.

Fig. 13: Compilation of the data used for balancing the La Croix profile. The map of the tunnel (MATHEY 1883) is included, as well as information from the surface mapping (KÖHLER 2000), which is projected onto the profile plane. Compare to fig. 10.

Fig. 13: Compilation des données utilisées pour équilibrer le profil de La Croix. Elle englobe les levés du tunnel (MATHEY 1883), ainsi que des informations provenant de la cartographie de surface (KÖHLER 2000), qui sont projetées dans le plan du profil. Cf. fig. 10.

Für die Modellierung des Profils entlang des Eisenbahntunnels La Croix stehen bedeutend weniger Daten als beim Autobahntunnel Mont Terri zur Verfügung. Die Datengrundlage beschränkt sich auf die geologische Kartierung von KÖHLER (2000) und die Tunnelkartierung von MATHEY (1883), auf die das Profil a in Abb. 1 stützt. Abb. 13 zeigt die Profilebene mit dem verwendeten, bereits projizierten Datengerüst. Die stratigraphische Säule entspricht derjenigen des Profils Mont Terri.

3.3.2 Konstruktion

Auch im Fall von La Croix wird in erster Näherung angenommen, dass die Profilspur in der Richtung des Materialtransports liegt (vgl. Kap. 2.1.1 und 3.2.2). Das Azimut des Profils ist $335,4^\circ$.

Als erstes wird wiederum die Topografie erstellt, dann werden die akquirierten Daten in die Bildebene des Profils digitalisiert bzw. projiziert. Dies geschieht analog zum Ablauf der in Kapitel 3.2.2 bereits beschriebenen Konstruktion.

Die Interpolation zwischen den einzelnen Datenpunkten ist nicht unproblematisch. Aufgrund der kleinen Datenmenge ergeben sich Schwierigkeiten, die denen der Konstruktion des Profils Mont Terri entgegengesetzt sind. Es müssen nicht Strukturen zusammengefasst oder vernachlässigt werden, sondern es müssen beispielsweise Brüche festgelegt werden, die für die Konstruktion notwendig sind, die jedoch an keiner Stelle durch Daten belegt sind. Die Tunnelkartierung zeigt keinen einzigen Bruch, abgesehen von der Hauptüberschiebung, die als Brekzienzone kartiert ist (vgl. Kap. 1.2).

Die Abschiebung im Südschenkel, wie sie von HAAR-PAINTNER & SCHÄREN (1997) postuliert wird, konnte in der Kartierung von KÖHLER (2000) nicht bestätigt werden. Auch für das Profil La Croix ist die Wahl der Pinelines unkompliziert. Die nördliche steht im Tafelland der Ajoie bei 249.135/576.135, die südliche in der Tafel von St-Ursanne bei 245.900/578.240.

3.3.3 Modellierung

Die Anfangshypothese für das Profil La Croix ist die selbe wie für das Profil Mont Terri: eine Rampenüberschiebung, die aus einem Abscherhorizont im Muschelkalk nukleiert und durch Duplexe versteilt wird. Weitere belegbare Annahmen können wegen der geringen Datendichte nicht gemacht werden. Da jedoch zur Konstruktion des Profils entsprechend dem Profil Mont Terri eine rückwärtige Abschiebung im Nordschenkel benötigt wird, wird als weitere Hypothese eine rheintalische Störung angenommen, die passiv mitverfaltet wird (vgl. Kap. 3.2.3).

Das bilanzierte Profil La Croix ist in Abb. 14a–e in seinen fünf Phasen dargestellt. Analog zu Kap. 3.2.3 wird die Abfolge vom undeformierten Urzustand ausgehend erklärt.

Die ursprünglich flach liegenden Schichten (Abb. 14a) erfahren im Alttertiär eine Störung in Form eines rheintalischen Bruchs, der den Südtail des Profils gegen den Nordteil nach unten versetzt. Der Bruch zeigt einen ähnlichen scheinbaren Fallwinkel wie jener im Profil Mont Terri, der Versatz ist hier mit 120 m aber grösser. Eine nächste Phase, die analog zum Mont Terri eine

Aufwölbung durch «fault propagation folding» entstehen lässt, ist in der ursprünglichen Grundhypothese nicht enthalten, sondern hat sich im Verlauf der Bilanzierung aufgedrängt. Der «trial»-Prozess einer Rampenüberschiebung, ohne diese passiv mitüberschobene Aufwölbung, ergibt einen zu flachen Südschenkel, der sich nicht in die vorhandenen Daten einpassen lässt («error»). Eine Zwischenphase, wie sie in Abb. 14c dargestellt ist, löst dieses Problem und ergibt darüber hinaus weitere laterale Konsistenz mit dem Profil Mont Terri. Anstelle einer blinden Überschiebung muss hier ein Décollement in den Schichten des Muschelkalks angenommen werden. Dieses ergibt eine relativ enge, hohe, symmetrische Falte.

Der folgende Schritt (Abb. 14d) stellt wiederum die nicht bilanzierte Phase der Entstehung der Rampenüberschiebung und der Duplexe dar. Die im Vergleich zum Mont Terri voluminöseren Duplexe sind «out of sequence» über die Rampe geschert, versteilen diese und versetzen sie um über 500 m nach Süden.

Die Phase in Abb. 14e ist wieder bilanziert, hier werden drei steile nordvergente Überschiebungen angelegt, von denen die mittlere einen beträchtlichen Versatz von ca. 300 m aufweist. Ein so grosser Versatz in der letzten Phase wird im Profil Mont Terri nicht beobachtet, der betreffende Bruch schneidet allerdings jenes Profil nicht. Evidenz für eine letzte Phase nordvergenter Sackungen im vorderen Schenkel gibt es nicht, weder in der Tunnel- noch in der Oberflächenkartierung.

Der Nordschenkel ist teils überkippt, was abermals eine Bilanzierung «von Hand» nötig macht. Die Schicht-

längen und -flächen bleiben dabei erhalten. Der Verkürzungsbetrag im Profil La Croix beträgt 1915 m, also 225 m oder 10,5% weniger als am Mont Terri.

Das lässt sich durch Entkoppelung der Profile durch Brüche erklären, die nur jeweils eines der Profile schneiden und andere Versätze zeigen. Die Fläche A, analog Kap. 3.2.3 (S. 29), beträgt 2,48 km², gleich viel wie am Mont Terri. Diese Tatsache hat allerdings, angesichts des Unterschiedes der Verkürzungsbeträge und der Entkoppelung der Profile, keine geologische Signifikanz.

Hingegen lässt sich eine kinematische Folgerung ziehen: zwei gleich grosse Gesteinsmassen, die über einen Referenzhorizont gehoben werden, beinhalten die gleiche potentielle Energie. Die kinetische Energie des Schubes, der zur Bildung der Antiklinale geführt hat, war also lateral über die knapp 2 km zwischen den Profilen konstant.

Die Fläche A ist im Profil La Croix nur 1,1% grösser als die im Hinterland «weggeschobene» Fläche. Die Längenänderungen einzelner Schichten betragen –3,2% (Muschelkalk), 1,7% (Opalinus-Ton) und 2,2% (Kimmeridgien). Dass der Fehler der Schichtlängen in diesem Profil etwas grösser ist als im Profil Mont Terri, erklärt sich mit der Verwendung des FSF-Moduls (vgl. Kap. 2.2.3) für die Modellierung der Überschiebungen in Abb. 14e. Da deren Gesamtversatz relativ gross ist (gegen 300 m) macht sich ein Fehler in den Schichtlängen bei Erhaltung der Schichtflächen bemerkbar.

Das Profil kann aufgrund der dennoch kleinen Fehler als schichtlängen- und flächenbilanziert betrachtet werden.

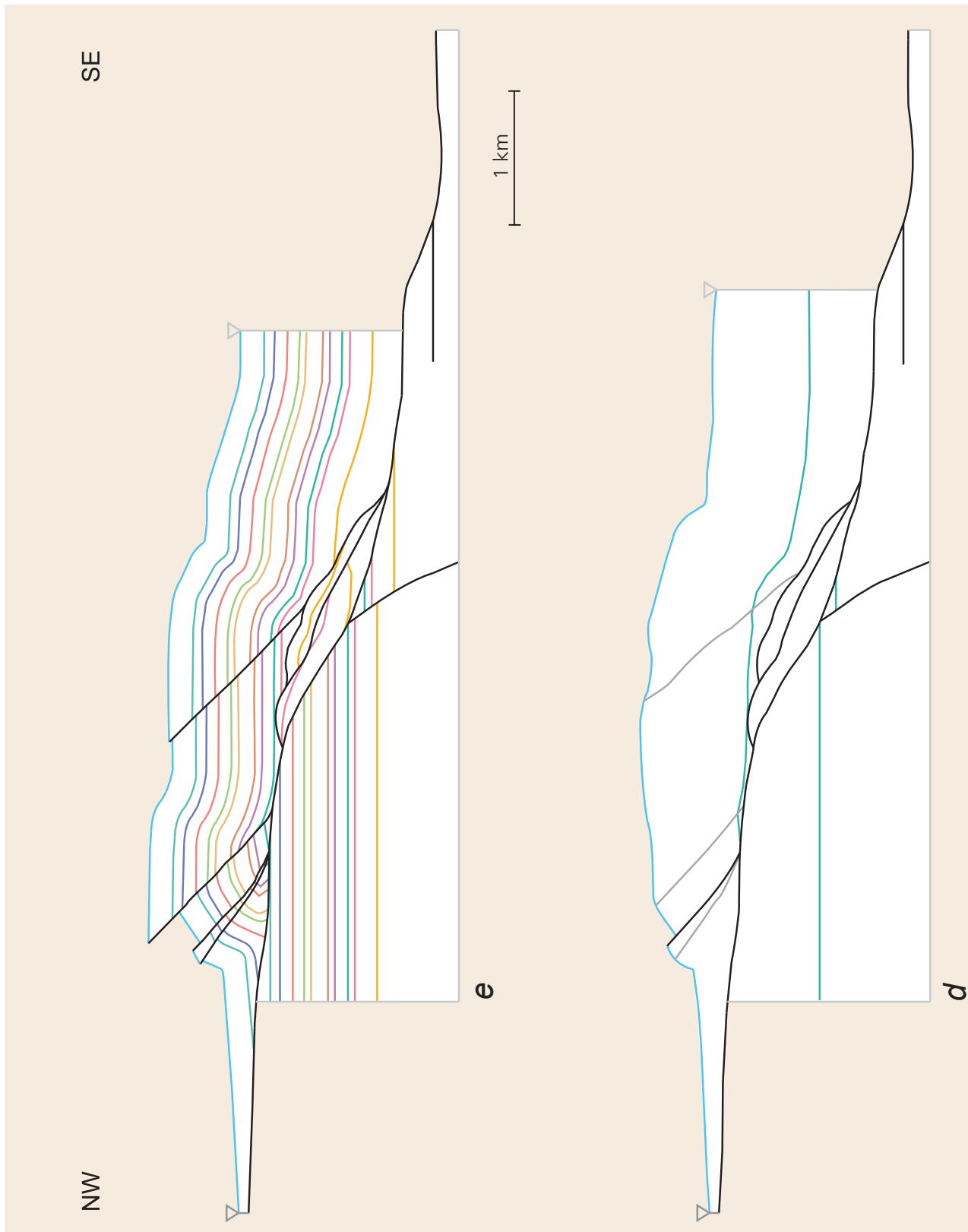


Abb. 14: Bilanzierte Abfolge des Profils La Croix. Vgl. Kap. 3.3.3. In Schwarz: Brüche. In Dunkelgrau: vorgezeichnete Bruchtrajektorien. In Hellgrau: Pinelines und basale Grenze des Profils.

Fig. 14: Balanced sequence of the La Croix profile. See chapter 3.3.3. Black: faults. Dark grey: fault trajectories. Light grey: pin lines and the basal margin of the profile.

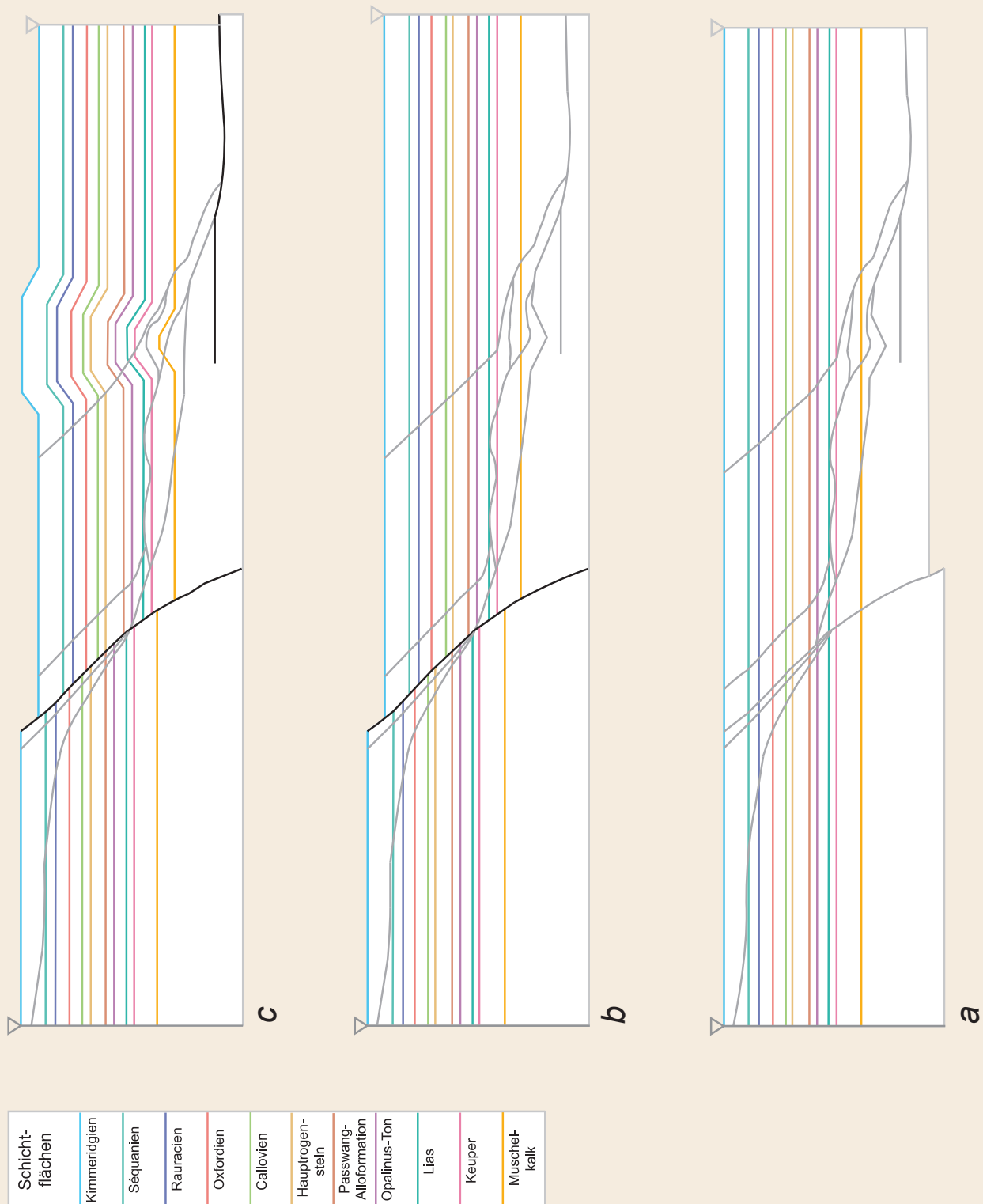


Fig. 14: Séquence équilibrée du profil de La Croix. Cf. chap. 3.3.3. En noir: failles. En gris foncé: tracé des failles. En gris clair: «pin lines» et limite inférieure du profil.

3.4 Profilserie

Zur Veranschaulichung der regionalen Geologie zeigt Abb. 15 a – m eine Serie von 13 Profilen, die im Abstand von meist 300 m durch das Arbeitsgebiet gelegt wurden. Die genaue Lage der Profilsuren geht aus Abb. 7 und der dazugehörigen Tabelle hervor.

Die Profile sind mit Ausnahme der bereits behandelten nicht bilanziert, sondern klassisch konstruiert aus dem Kartenbild (KÖHLER 2000, FREIVOGEL 2001).

Aus dieser Profilserie Schlüsse über die dreidimensionale Kinematik zu ziehen, ist nur mit Vorbehalt möglich. Eine Serie von bilanzierten Profilen in nahen Abständen, zu deren Randbedingungen sich die Daten der jeweils benachbarten Profile gesellen würden, wäre zu einem brauchbaren Blockmodell umwandelbar und würden die Aussagekraft der Bilanzierung in die dritte Dimension erweitern (BITTERLI 1992, WOODWARD et al. 1989). Sinnvoll wäre auch eine Erweiterung der Profilsuren in südliche Richtung, um die Bilanzierung über weitere Antiklinalen auszudehnen. Hier sollen trotzdem neben den rein geometrischen Beobachtungen einige kinematische Konsequenzen diskutiert werden.

In den westlichen sieben Profilen fällt zunächst eine tendenzielle Verengung der Falte und Verteilung der Faltenschenkel von West nach Ost auf, mit der höchsten Faltensymmetrie im Profil g. In den nächsten drei Profilen kehrt die Tendenz um zu einer wieder weiteren, offeneren Faltenstruktur, um in den östlichsten drei Profilen zu einer kofferfaltenartigen Struktur zu wechseln. Diese Änderungen im Relief der Antiklinale könnten auf unterschiedliche Verkürzungsbeträge zurückzuführen sein. Allerdings wurden in den bilanzierten Profilen ähnliche Verkürzungsbeträge errechnet (vgl. Kap. 3.2.3 und 3.3.3). Somit bietet sich eher eine Ursache an, die in der tektonischen Struktur der Falte liegt, vor allem in der Form der Rampe und der Duplexe. Anzeichen für grössere Undulationen der Rampenüberschiebungsfläche nördlich des oberen Knickpunktes gibt es nicht.

Die Duplexstrukturen sind über die ganze Profilserie nötig, um den Faltenkern zu stopfen. Ihre in einigen Profilen angedeutete Lage ist aber hypothetisch. Auch die Geometrie des «blind fault» und dessen Auswirkungen, v. a. die Verdoppelung des Opalinus-Tons, hat ausser im Profil g keine Evidenz in Felddaten.

Der im Profil g südlich der Antiklinale einsetzende, steil nordfallende Bruch (vgl. Kap. 3.2.3) schneidet dieses und die fünf östlich folgenden Profile. Als syntektonisch entstandene Struktur ist er im gegen Osten folgenden Profil m im Nordschenkel erodiert, gegen Westen schneidet er die Profilsuren nicht.

Gemein ist den Profilen eine Tendenz zur Bildung von rückwärtigen Abschiebungen im Süden und die Zerlegung des Nordschenkels durch nordvergente Überschiebungen. Die späten Abgleitungen im Nordschenkel (vgl. Kap. 3.2.3) sind aus den vorhandenen geologischen Kartendaten nicht rekonstruierbar.

Ein interessantes Detail zeigt sich im Profil m: ein sekundäres Gewölbe im nördlichen Teil der Falte wird mit der Topographie verschnitten. Durch die erwähnte steile Bruchfläche, die hier in Nordrichtung streicht, ist diese Struktur vom Profil l abgekoppelt, das an dieser Stelle 150 m westlich verläuft.

Die Geomorphologie zeigt einen deutlichen Aufbruch der Antiklinale mit Freilegung der inkompetenten Schichten im Faltenkern. Es entstehen in den Profilen g und h sich gegenüberliegende Fluren, die durch Abbrüche im Hauptrogenstein gebildet werden. Gegen Osten und Westen verflacht die nördliche Flur, der Mont Terri, mit der erwähnten Öffnung der Falte. Die südliche Flur fällt gegen Süden im «dip slope» ab. Dadurch wird ein faltenparalleles Tälchen in den inkompetenteren Schichten des Callovien und Oxfordien gebildet, südlich dessen sich ein Hügelzug aus kompetenten Malmkalen erhebt.

Im Profil h sind zwei Überschiebungsflächen für die erwähnte Verschmälerung des Keuperkernes verantwortlich (vgl. Kap. 3.1).

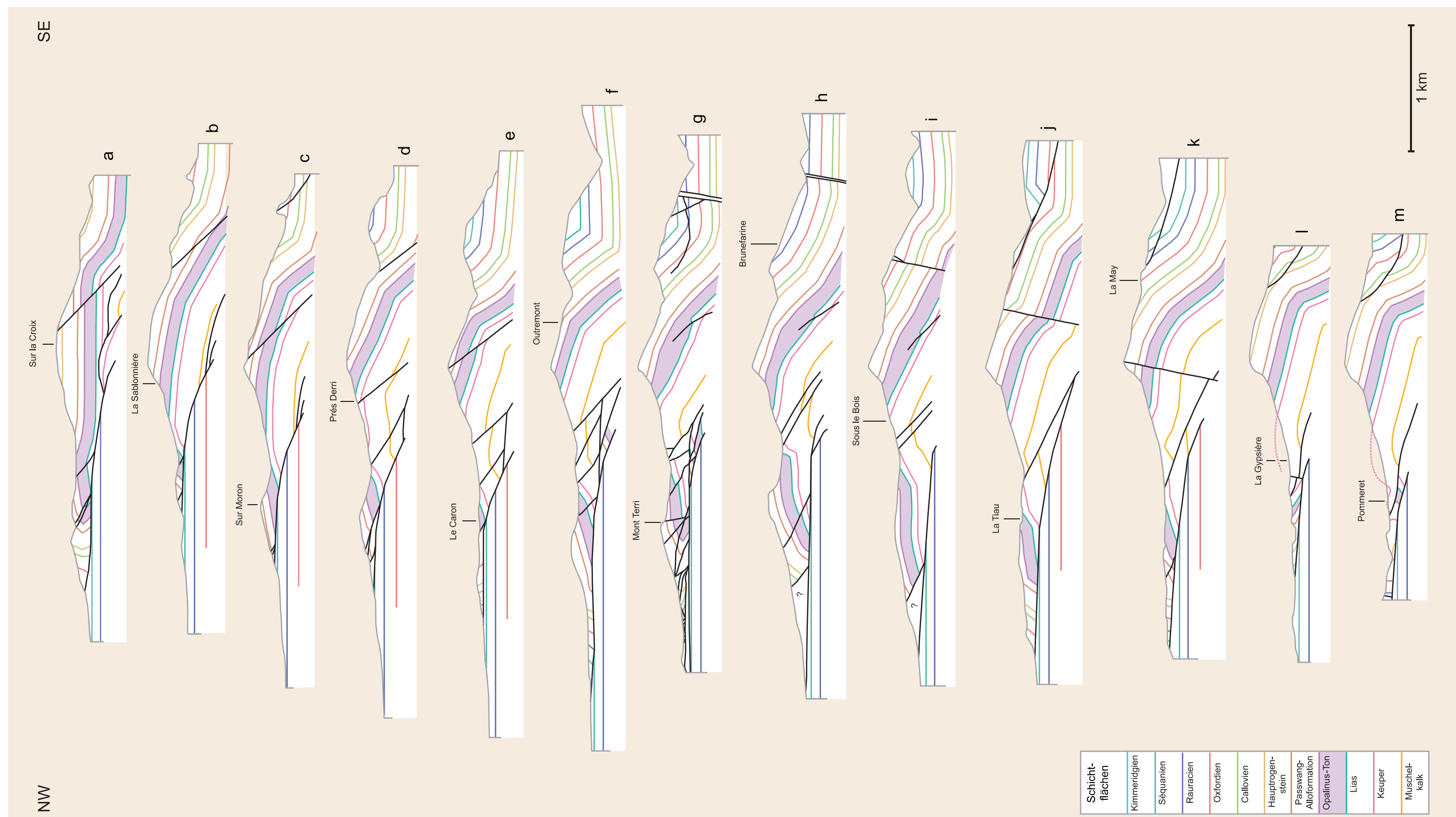


Abb. 15: Profilerie durch die Mont-Terri-Antiklinale. Vgl. Kap. 3.4. In Schwarz: Brüche. Die Profilsuren sind aus Abb. 7 ersichtlich.

Fig. 15: Series of profiles through the Mont Terri anticline. See chapter 3.4. Black: faults. The profile traces can be seen in fig. 7.

Fig. 15: Série de profils à travers l'anticlinal du Mont Terri. Cf. chap. 3.4. En noir: failles. Les traces des profils sont reportées dans la fig. 7.

3.5 Schlussfolgerungen

Während des Arbeitsprozesses der Profilbilanzierung haben sich, in Bezug auf die geologischen Verhältnisse in der Region, verschiedene Vor- und Nachteile der angewandten Methoden bemerkbar gemacht. Ein grundlegender Vorteil liegt in der spröde deformierenden Tektonik des Juraebirges (vgl. Kap. 2.1.1), die die Methode der Materialbilanz überhaupt erst anwendbar macht. Die Pinlines sind einfach zu fixieren, da das Vorland und das direkte Hinterland der Antiklinale nicht deformiert sind. Weitere Vorteile sind die Dichte und Qualität der Datengrundlage, die laterale Konstanz der Strukturen zwischen den bearbeiteten Profilen, sowie die Flexibilität der Methodik und der Computeranwendung.

Nachteile liegen im engen regionalen Rahmen, sowohl in der zweiten als auch in der dritten Dimension. Ideal wäre eine Erweiterung der Profilsuren nach Süden, um weitere Antiklinalen zu erfassen. Die Bilanzierung weiterer Profile gegen Osten und Westen würde die Konstruktion eines dreidimensionalen bilanzierten Blockmodells erlauben (vgl. Kap. 3.4).

Da die Profilsurenorientierungen durch die beiden Tunnel vorgegeben werden, hätten bei einer wesentlichen Abweichung der Transportrichtung von dieser Orientierung leicht Fehler erwachsen können. Wie aber in Kap. 3.2.2 und 3.3.2 dargelegt wird, eignet sich die Richtung der Tunnel als gemittelte Transportrichtung der Mont-Terri-Antiklinale.

Die Modellierung nach den Regeln der Materialbilanz resultiert in einer geometrischen und mechanischen Geschichte der bearbeiteten Struktur. Diese wird durch einzelne Momentaufnahmen dargestellt. Diese Resultate der Modellierung werden mittels des Vorgehens- und Beurteilungskonzeptes (Abb. 4, Kap. 2.1.2) auf ihre Plausibilität geprüft, was zu folgenden Feststellungen führt:

- Die beiden Profile sind zurückdeformierbar (vgl. Kap. 2.1).
- Sie zeigen im ausgeglätteten Zustand und in den einzelnen Schritten ihrer Deformation jeweils plausible Bruchtrajektorien für die nächste Phase (vgl. Kap. 2.1.2).
- Die deformierten Profile zeigen realistische Falten- und Bruchgeometrien (vgl. Kap. 2.1.2).
- Die Deformationsphasen gehen nahtlos ineinander über und sind transparent, d. h. sie sind aus nachvollziehbaren Programmmodulen aufgebaut (vgl. Kap. 2.2.3).
- Die beiden bilanzierten Profile sind in allen Phasen lateral konsistent und passen sich ins Kartenbild ein, sie zeigen ähnliche Verkürzungsbeiträge (vgl. Kap. 2.1).
- Sie bringen die akquirierten Daten in einen geologischen Kontext (vgl. Kap. 2.1).
- Die Schichtlängen und -flächen zwischen den Pinlines ändern sich während der Deformation im Modell nicht nennenswert (vgl. Kap. 2.1).

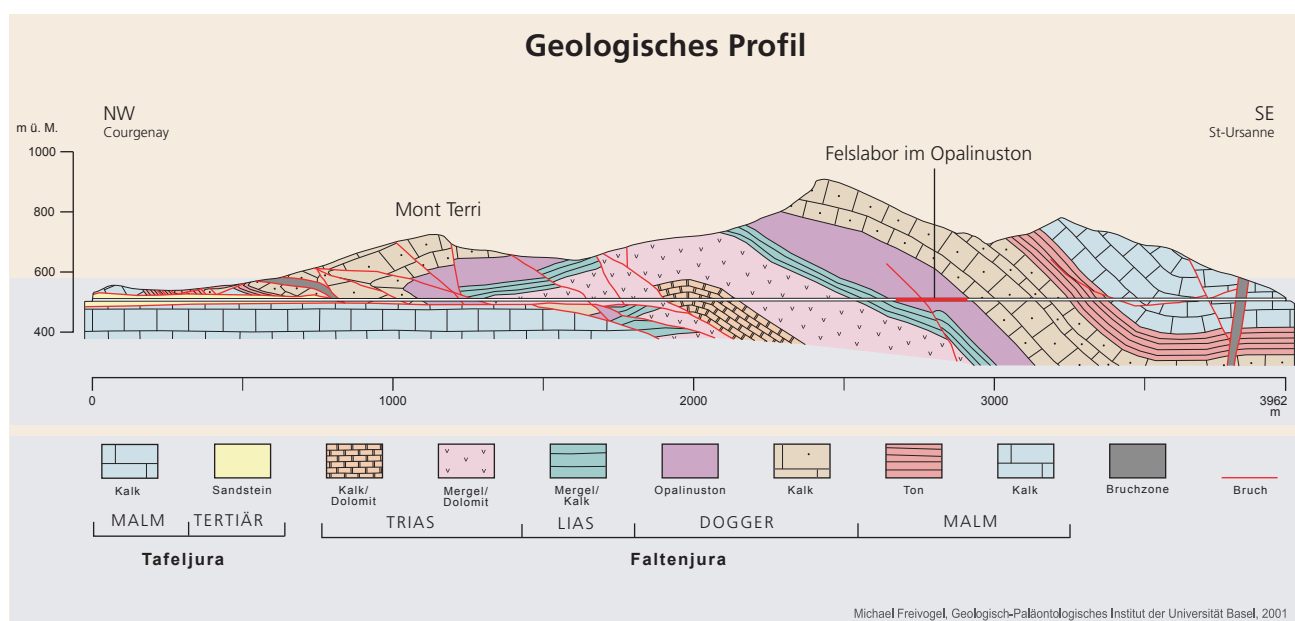


Abb. 16: Das vereinfachte geologische Profil entlang des Mont-Terri-Strassentunnels.

Fig. 16: Simplified geological profile along the Mont Terri road tunnel.

Fig. 16: Coupe géologique simplifiée le long du tunnel autoroutier du Mont Terri.

Die Profile genügen somit den Gesetzen der Materialbilanz.

Die laterale Entwicklung der Strukturen der Mont-Terri-Antiklinale wird in der Profilsérie (Abb. 15) dargestellt. Sie soll nicht einer kinematischen Analyse dienen, sondern einen tieferen Einblick in die regionale Geologie geben, wie sie in Kap. 3.1 zusammengefasst wird. Eine vereinfachte Darstellung des Profils Mont Terri wird in Abb. 16 und im Anhang gezeigt. Hier sind, zur Veranschaulichung der heutigen Situation, die Lage des Tunneltrassees und des Felslabors eingezeichnet (siehe Abb. 16, Seite 38).

Einige Änderungen zum Profil c in Abb. 2 sind sofort ersichtlich, z. B. die Duplexstrukturen, der «blind fault», der die Mächtigkeitsänderung im Opalinus-Ton bewirkt, und das Vermeiden von duktil anmutenden Faltenformen. Die wesentlichen Unterschiede fallen aber nicht sofort ins Auge: die Plausibilität in Kinematik und Dynamik und die Veranschaulichung des Werdeganges der geologischen Strukturen, die ein bilanziertes Profil zu einem wertvollen Hilfsmittel bei erdwissenschaftlichen Fragestellungen machen.

Verdankungen

Die Autoren bedanken sich für die gute Zusammenarbeit mit der Landesgeologie (P. Heitzmann und J-P. Tripet) und deren finanzielle Unterstützung. Das Institut Géotechnique SA, St-Ursanne (P. Bossart), das Bureau Technique Norbert in Lausanne sowie Herr R.T. Haarpaintner haben durch ihre fachlichen Beiträge und die Daten, die sie zur Verfügung stellten, wesentlich zu dieser Arbeit beigetragen. Thomas Noack und Christian Meyer sei für die fachliche Begleitung, die Anregungen und die kritische Durchsicht des Manuskriptes recht herzlich gedankt.

Referenzen

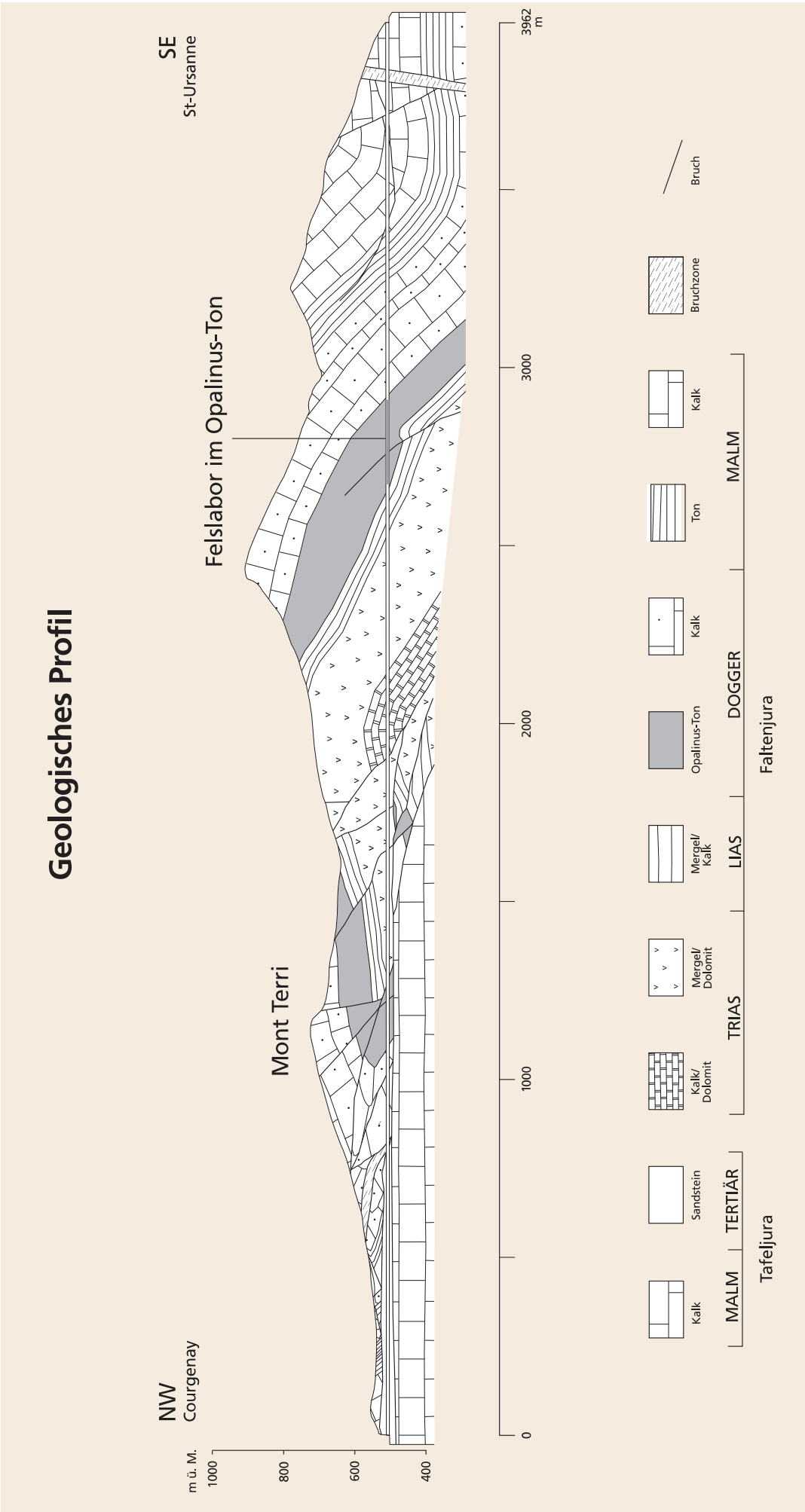
- ALLIA, V. (1996): Sedimentologie und Ablagerungsgeschichte des Opalinustons in der Nordschweiz. – Diss. Univ. Basel.
- ALLMANN, M., BAGNOUD, A., BECKER, D., BOSSART, P., MÖRI, A., SCHÜRCH, R. & STEIGER, H. (1998): Geological Map of the Mont Terri Rock Laboratory 1 : 2 000. – Institut Géotechnique, St-Ursanne. Nicht publiziert.
- BALLY, A.W., GORDY, P. & STEWARD, G. (1966): Structure, seismic data and orogenic evolution of southern Canadian Rocky Mountains. – Bull. canad. Petroleum Geol. 14, 3376 – 3381.
- BGA, Bureaux Géologiques Associés – NORBERT, J. & SCHINDLER, B. (1988): Forages de reconnaissance (Coupes détaillées 1 : 100) DMT1, TA, TB, TC, TCbis, TEN3, TEN4, TEN5, TEN6, TEN7, TEN8, TEN9, TEN10, TEN11, TRI1, TRI2, TRI3, TRI4. – Nicht publiziert.
- BITTERLI, T. (1992): Die Anwendung der tektonischen Materialbilanz im östlichen Faltenjura. – Diss. Univ. Basel.
- BLÄSI, H.R., MÖRI, A. & BOSSART, P. (1996): Results of the Phase 1 drilling campaign, Mont Terri Project. – Mont Terri tech. Rep. TR 96 - 01, Federal Office for Water and Geology, Bern-Ittigen, Switzerland.
- BOSSART, P. & WERMEILLE, S. (2003): Paleohydrological Study on the Surroundings of the Mont Terri Rock Laboratory. In: HEITZMANN, P. & TRIPET, J.-P. (Ed.): Mont Terri Project – Geology, Paleohydrology and Stress Field of the Mont Terri Region (p. 45-64). – Reports of the Federal Office for Water and Geology (FOWG), Geology Series 4.
- BOYER, S.E. & ELLIOT, D. (1982): Thrust systems. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 66, 1196 – 1230.
- BTN, Bureau Technique Norbert, Lausanne (1993): Tunnel du Mont Terri, Profil en long géologique, prévisions – exécution, 1 : 5 000. – Nicht publiziert.
- (1994a): Tunnel du Mont Terri, Profil en long géologique et coupe horizontale, lot nord/lot sud, après exécution, 1 : 1 000. – Nicht publiziert.
- (1994b): Tunnel du Mont Terri, notice géologique, après exécution. – Nicht publiziert.
- BUCHER, W. (1933): The deformation of the earth's crust. – Princeton Univ. Press, Princeton, New Jersey.
- BURKHALTER, R.M. (1996): Die Passwang-Alloformation (unteres Aalénien bis unteres Bajocien) im zentralen und nördlichen Schweizer Jura. – Eclogae geol. Helv. 89/3, 875 – 934.
- BUXTORF, A. (1916): Prognosen und Befunde beim Bau des Hauensteinbasis- und Grenchenbergtunnels und die Bedeutung der letzteren für die Geologie des Jura-gebirges. – Verh. natf. Ges. Basel 27, 185 – 254.
- BUXTORF, A. & LEHNER, E. (1920): Rheintalische Brüche in der Montterrible-Kette und im Clos du Doubs. – Eclogae geol. Helv. 16/1, 71 – 75.
- CHESTER, J.S. & CHESTER, F.M. (1990): Fault-propagation folds above thrusts with constant dip. – J. struct. Geol. 12, 903 – 910.
- DAHLSTROM, C. (1969): Balanced cross sections. – Canad. J. Earth Sci. 6, 743 – 757.
- DIEBOLD, P. (1960): Geologie des Siegfriedblattes Ocourt (Berner Jura). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] (111).
- DIEBOLD, P., LAUBSCHER, H., SCHNEIDER, A. & TSCHOPP, R. (1963): Blatt 1085 St-Ursanne. – Geol. Atlas Schweiz 1 : 25 000, Karte 40.
- DROXLER, A. & SCHÄR, J.P. (1979): Déformation cataclastique plastique lors du plissement, sous faible couverture, de strates calcaires. – Eclogae geol. Helv. 72/2, 551 – 570.
- DUCRET, M. (1874): Peut-on trouver de la houille à Cornol? – Actes Soc. jurass. Emul. 24, 174.
- ELLIOT, D. (1983): The construction of balanced cross sections. – J. struct. Geol. 5, 101.
- FREIVOGEL, M. (2001): Diplomkartierung im Gebiet La Croix – Mont Terri (JU). – Diplomarb. Univ. Basel (nicht publiziert).
- GEOSEC – 20™: © Geo-Logic Systems, New Paltz, N.Y., USA.
- GIBBS, A. (1983): Balanced cross section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics. – J. struct. Geol. 5, 153 – 160.
- GOGUEL, J. (1952): Traité de tectonique. – Masson, Paris.
- (1962): Tectonics. – W.H. Freeman, San Francisco, London.
- GRESSLY, A. (1853): Albâtre keupérien blanc de Montterrible. – Actes Soc. helv. Sci. nat., 40.
- GYGI, R.A. (2000): Integrated stratigraphy of the Oxfordian and Kimmeridgian (late Jurassic) in northern Switzerland and adjacent southern Germany. – Denkschr. schweiz. Akad. Natw. 104.
- HAARPAINTER, R.T. & SCHÄREN, G., Bureau Technique Norbert, Lausanne (1997): Laboratoire souterrain du Mont Terri – Conditions géologiques et hydrogéologiques générales (Tunnel routier du Mont Terri, Tunnel ferroviaire de La Croix). – Mont Terri tech. Rep. TR 99-03, Federal Office for Water and Geology, Bern-Ittigen, Switzerland. Nicht publiziert.
- HEIM, A. (1878): Über die Stauung und Faltung der Erdrinde. – Schwabe, Basel.

- JAMISON, W.R. (1987): Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. – *J. struct. Geol.* 9, 207 – 219.
- JONES, P. & LINSSE, H. (1984): Faster search for hidden geology. – *Resource technol.* 1, 8 – 9.
- KELTERBORN, P. (1944): Beobachtungen im Mont Terri - Gebiet zwischen Courgenay und Asuel (Berner Jura). – *Eclogae geol. Helv.* 37/2, 207 – 216.
- KLINGFIELD, R., GEISER, P. & GEISER, J. (1986): Construction of geologic cross-sections using microcomputer systems. – *Geobite* 1/2, 60 – 66.
- KOBY, F. (1889): Peut-on trouver de la houille à Cornol? – *Actes Soc. jurass. Emul.* (2), 2, 239 – 252.
- KOHLER, J. (2000): Diplomkartierung im Gebiet des Mont Terri (JU). – *Diplomarb. Univ. Basel* (nicht publiziert).
- LAUBSCHER, H. (1948): Geologie des Siegfriedblattes St-Ursanne (Berner Jura). – *Beitr. geol. Karte Schweiz* [N.F.] 92.
- (1963): Blatt 1085 St-Ursanne. – *Geol. Atlas Schweiz* 1 : 25 000, Erläut. 40.
- (1965): Ein kinematisches Modell der Juraufaltung. – *Eclogae geol. Helv.* 58/1, 221 – 282.
- (1972): Some overall aspects of Jura dynamics. – *Amer. J. Sci.* 272, 293 – 304.
- (1979): Elements of Jura kinematics and dynamics. – *Eclogae geol. Helv.* 72/2, 467 – 483.
- LINIGER, H. & WEHRENFELS, A. (1926): Zur Tektonik der Umgebung von Asuel und St.-Ursanne (vorläufige Mitteilung). – *Eclogae geol. Helv.* 20/1, 289 – 295.
- MARSHAK, S. & MITRA, G. (1988): *Basic Methods of structural geology*. – Prentice Hall, New Jersey.
- MATHEY, F. (1883): Coupes géologiques des Tunnels du Doubs. – *Verh. schweiz. natf. Ges.* XXIX.
- MCCLAY, K.R. (1992): Glossary of thrust tectonic terms. In: MCCLAY K.R. (Ed.): *Thrust tectonics* (p. 419 – 433). – Chapman & Hall, London.
- MITRA, S. (1986): Duplex structures and imbricate thrust systems: geometry, structural position, and hydrocarbon potential. – *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.* 70, 1087 – 1112.
- MITRA, S. & NAMSON, J. (1989): Equal area balancing. – *Amer. J. Sci.* 289, 563 – 559.
- MÖRI, A., ADLER, M., WERMEILLE, S. & BOSSART, P. (1997): Results of the Phase 2 drilling campaign. – Mont Terri tech. Rep. TR 97 – 01, Federal Office for Water and Geology, Bern-Ittigen, Switzerland.
- NOACK, T. (1989): Computergestützte Modellierung geologischer Strukturen im östlichen Jura; Konstruktion balancierter Profile, Gravimetrie, Refraktionsseismik. – *Diss. Univ. Basel*.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. (1987): *The techniques of modern structural geology* (Vol. 2). – Academic Press, London, San Diego.
- RICKENBACH, E. (1947): Die Vorkommen von bituminösen Schiefern. A. Die bituminösen Schiefer der Mont Terri – Antiklinale (Berner Jura). – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 26/1, 44 – 45.
- ROLLIER, L. (1898): Deuxième supplément à la description géologique de la partie jurassienne de la feuille 7 de la carte géologique de la Suisse au 1 : 100 000. – *Mat. carte géol. Suisse* [n.s.] 8.
- SCHNEIDER, A. (1960): Geologie des Siegfriedblattes Porrentruy (Berner Jura). – *Beitr. geol. Karte Schweiz* [N.F.] 109.
- SUPPE, J. (1983): Geometries and kinematics of fault bend folding. – *Amer. J. Sci.* 283/7, 684 – 721.
- (1985): *Principles of structural geology*. – Prentice Hall, New Jersey.
- SUPPE, J. & MEDWEDEFF, D.A. (1990): Geometry and kinematics of fault-propagation folding. – *Eclogae geol. Helv.* 83/3, 409 – 454.
- THURBERG (1874): Kohlebohrung. – Nicht publiziert. Vgl. KELTERBORN (1944), p. 208.
- THURMANN, J. (1832): Essai sur les soulèvements jurassiques du Porrentruy. – *Mém. Soc. Hist. nat. Strasbourg*.
- TSCHOPP, R. (1960): Geologie des Siegfriedblattes Miécourt (Berner Jura). – *Beitr. geol. Karte Schweiz* [N.F.] 110.
- WOODWARD, N.B., BOYER, S.E. & SUPPE, J. (1989): Balanced geological cross-sections: An essential technique in geological research and exploration. – *Amer. geophys. Union, Washington, DC*.

Technische Darstellung des vereinfachten geologischen Profils entlang des Mont-Terri-Strassentunnels.

Simplified geological profile along the Mont Terri road tunnel: technical illustration.

Coupe géologique simplifiée le long du tunnel autoroutier du Mont Terri: représentation technique.



Paleohydrological Study on the Surroundings of the Mont Terri Rock Laboratory

P. Bossart¹ & S. Wermeille¹

¹Institut Géotechnique SA, St-Ursanne

Abstract

The paleohydrological history from Oligocene to present in the area of St-Ursanne is presented in this report. This includes two erosion scenarios, one of the Doubs river and the other of the Mont Terri anticline. A sound literature review and own analyses were the basis for the paleohydrological data compilation and the interpretation. Special emphasis was placed on the impact on the Opalinus Clay in the future Mont Terri Rock Laboratory: The progressive downward erosion of the Doubs valley was responsible for the change from an infiltration system to an exfiltration system in the Opalinus Clay, and the progressive erosion of the Mont Terri anticline was affecting mainly flow and transport directions and groundwater chemistry. Time estimations are based on a number of assumptions and approximations. Thus minimum and maximum ages were estimated for both erosion scenarios.

Recommended quotation:

Bossart, P. & Wermeille, S. (2003): Paleohydrological Study on the Surroundings of the Mont Terri Rock Laboratory. In: Heitzmann, P. & Tripet, J.-P. (Ed.): Mont Terri Project – Geology, Paleohydrology and Stress Field of the Mont Terri Region (p. 45–64). – Reports of the Federal Office for Water and Geology (FOWG), Geology Series 4.
Unpublished report of March 9, 1999; updated May 3, 2002

Résumé

Le présent rapport expose l'histoire paléohydrologique des environs de St-Ursanne, pour la période qui court de l'Oligocène à l'époque contemporaine. Deux scénarios d'érosion ont fait l'objet d'études approfondies. Le premier traite de la formation de la vallée du Doubs et le second de l'érosion de l'anticlinal du Mont Terri. La base de données utilisée a notamment été élaborée à partir d'une analyse minutieuse de la littérature existante, ainsi que d'analyses originales. Les répercussions possibles sur les Argiles à Opalinus du futur laboratoire souterrain du Mont Terri ont fait l'objet d'une attention particulière: l'érosion progressive de la vallée du Doubs a occasionné le passage d'un régime d'infiltration à un régime d'exutoire, tandis que l'érosion de l'anticlinal du Mont Terri a provoqué une modification des directions d'écoulement et de transport, et un changement du chimisme des eaux souterraines. Les âges fournis dans ce rapport se basent sur diverses hypothèses et approximations. Aussi donne-t-on les âges minimaux et maximaux pour les deux scénarios d'érosion.

Zusammenfassung

Der vorliegende Bericht befasst sich mit der paläohydrologischen Geschichte in der Umgebung von St-Ursanne, und zwar in der Zeitspanne vom Oligozän bis heute. Speziell untersucht wurden zwei Erosionsszenarien. Das erste Szenario befasst sich mit der Bildung des Doubstales und das zweite mit der Erosion der Mont-Terri-Antiklinale. Die Datenbasis beruht vor allem auf einer profunden Literaturanalyse sowie eigenen Analysen. Speziell beachtet wurden dabei die möglichen Auswirkungen auf den Opalinus-Ton im zukünftigen Mont-Terri-Felslabor: Die progressive Erosion des Doubstales war verantwortlich für einen Wechsel von einem Infiltrations- zu einem Exfiltrationsregime, und die Erosion der Mont-Terri-Antiklinale verursachte eine Änderung der Fliess- und Stofftransportrichtungen sowie der Grundwasserchemie. Die im Bericht angegebenen Altersbestimmungen basieren auf einer Anzahl von Annahmen und Annäherungen. Daher sind für beide Erosionsszenarien jeweils Minimum- und Maximum-Alter angegeben.

Table of Contents

Abstract	46
Resumé	47
Zusammenfassung	47
1 Introduction	49
2 Erosion Scenario of the Doubs River	50
2.1 Overview of the regional evolution between 35 My and today	50
2.2 Erosion scenario of the Doubs river system based on literature survey	53
2.3 Erosion scenario of the Doubs river system based on own interpretation	55
3 Erosion Scenario of the Mont Terri Anticline	58
4 Discussion and Conclusion	61
Acknowledgements	62
References	63

1 Introduction

The study was initiated by the Swiss Geological Survey (SGS) with the general objective to derive an improved paleohydrological scenario for the area of the Mont Terri Rock Laboratory. A first hydrogeological, geochemical and geotechnical synthesis from field investigations of the Mont Terri Project during 1996 – 1999 is available (THURY & BOSSART 1999). Further syntheses are in preparation. These reports clearly show that a reliable interpretation of the results requires often a sound analysis of the geological site conditions. Of special interest is e.g. the temporal evolution of the local hydrological system at the Mont Terri site and the erosion scenario of the St-Ursanne region. Such erosion scenarios are needed when flow and transport processes and parameters are derived from in situ tests in the Mont Terri Rock Laboratory.

The detailed objectives of this study were twofold:

- To derive the erosion scenario of the Doubs valley, including changing flow directions related to tectonic events. The hydrological impact of the Doubs valley evolution near St-Ursanne on the (future) site of the Mont Terri Rock Laboratory (infiltration and exfiltration periods in the Opalinus Clay) is of special interest.

- To derive the erosion scenario of the Mont Terri anticline. Determination of the time when the erosion level reached the top and the base of the Opalinus Clay formation is especially important for the estimation of diffusion parameters, calculated from pore water concentration profiles in the Mont Terri Rock Laboratory.

A part of this study (Chapter 2.1 and Chapter 2.2) is mainly based on a thorough literature review and intensive discussions with specialists of the Universities of Basel, Fribourg and Berne. The literature review showed that no erosion scenarios with quantitative data, such as time versus depth profiles, are available for the region of St-Ursanne. If such scenarios do exist, no relevant presentations were found by our survey. Thus, the authors made their own interpretations based on the data compiled from the literature. These data are shown in Chapter 2.3 (Erosion scenario of the Doubs river system based on own interpretation) and Chapter 3 (Erosion scenario of the Mont Terri anticline). The assumptions were formulated to be as transparent as possible. Finally it must be emphasized that no field work was carried out for this study. This study was carried out by Paul Bossart and Séverine Wermeille, from the Geotechnical Institute Ltd., and supervised by Jean-Pierre Tripet, at SGS.

2 Erosion Scenario of the Doubs River

2.1 Overview of the regional evolution between 35 My and today

The paleohydrology of the region is closely related to the paleoenvironment and the tectonic evolution; major research work has been covered within the scope of works by BUXTORF (1920), SCHWAB (1939), LINIGER (1966), LAUBSCHER (1948, 1961, 1962, 1963, 1987, 1992, 1998), BERGER (1996), KÄLIN (1993, 1997), SCHLÜCHTER & MÜLLER-DICK (1996), GIGON & WENGER (1986).

The main results are presented in a chronological table (Table 1), including periods, lithologies observed in the surroundings of St-Ursanne and of the Delémont Basin, regional surface flow directions, tectonic movements and references. The compilation of existing data is used as data base for the erosion scenario of the Doubs valley (Table 1). The individual events are chronologically presented and summarized below:

34.4 – 21.5 My (late Rupelian – early Burdigalian)

Extension and subsidence of the Rhine Graben from the Priabonian (before the Rupelian) to the late Chattian (LAUBSCHER 1998). Formation of the Delémont Basin (see schema in Table 1) and of the Mont Terri Flexure (LAUBSCHER 1961, 1962). Creation of N-S faults east of St-Ursanne (LAUBSCHER 1961, 1962). Marine sediments (Lower Marine Molasse = UMM) followed by fluvial and lacustrine ones (Lower Freshwater Molasse = USM) are observed in the Delémont Basin as well as in the area of St-Ursanne and Mont Terri (BERGER 1996). The site of the Mont Terri Rock Laboratory in the Opalinus Clay has had a minimum overburden of 1000 m (H.R. Bläsi, personal communication). It is assumed that the whole sedimentary pile was water saturated.

21.5 – 10.5 My (early Burdigalian – early Tortonian)

The area of St-Ursanne and Mont Terri sits on a structural high (Mont Terri Flexure, see sketch in Table 1), which is bordered to the east by east facing normal faults which mark the transition to the Delémont Basin (LAUBSCHER 1961, 1962). Within this structural transition, two elevated domains can be distinguished; i.e. the primitive Caquerelle and Vorbourg chains (LAUBSCHER 1948; KÄLIN 1993, 1997). This period represents the beginning of the erosive period of the Doubs river valley. The uplift and erosion of the Vosges and Black Forest massifs occurred between 15.1 and 12.5 My (LAUBSCHER 1998; KÄLIN 1997). Sediments were transported southward, through a supposed channel located between the primitive Caquerelle and Vorbourg chains (KÄLIN 1993, 1997), and deposited in the Delémont Basin («Juranagelfluh» of the «Bois des Raubes» forest and «Vogesenschüttung» from Ajoie and «Bois des Raubes» forest) (BERGER 1996; KÄLIN 1997). Lack of these sediments within the St-Ursanne and Mont Terri area is an indication for an erosive period.

10.5 – 3 My (early Tortonian – early Pliocene)

The Jura folding occurred during this period (BERGER 1996). Undeformed sediments were recently found in a karst of the Vue des Alpes tunnel (NE), showing that the folding was completed by 3 My (BOLLIGER et al. 1993). The Mont Terri anticline, faulted during this period, began being eroded at the same time.

3 My – today (early Pliocene – Holocene)

The area of St-Ursanne and Mont Terri is still in an erosive period (BERGER 1996). During the glaciation periods, the study area was free of ice (SCHLÜCHTER & MÜLLER-DICK 1996). Figure 1 shows that during the Most Extensive Glaciation, the glacier edge was located about 8 km south of the Mont Terri Rock Laboratory.

It was possible to map some rare, undated traces of old Doubs sediments (limestone gravels, «Alte Doubs-schotter», LAUBSCHER 1963). These sediments are shown in Figure 3 (red labels), where the topographic level of the sediments is plotted against their location along the Doubs river. The green labels represent loam formed by alteration and weathering of the bedrock. Again no dating is available. SCHWAB (1939) considered the loam deposits (green labels in Figure 3) and the «Alte Doubs-schotter» (red labels) as old Doubs deposits. He distinguished 4 different terraces of the Doubs river. LAUBSCHER (1948) confirmed only the existence of two of them, represented by limestone gravels (lower and upper terraces in red on Figure 3). Until more detailed results are available (e.g. dating of material in silt horizons), the structural evidence for two higher terraces (green labels in Figure 3) have to be denied. Another interesting observation by Swiss speleologists

concerns the rock shelter above St-Ursanne (Figure 2, Swiss coordinates 578.575/246.265). Interpreted as an old erosion level of the Doubs river (GIGON & WENGER 1986), it is located at ~500 m a.s.l. (see Figure 3). If their interpretation is correct, the rock shelter represents the oldest erosion trace of the Doubs river in the area of St-Ursanne. Its altitude is very close to that of the Mont Terri Rock Laboratory (513 m a.s.l.). It proves that the Doubs river once flowed at this level. Again no dating is available in the literature.

The authors also agree unanimously that before the Most Extensive Glaciation, 780'000 years ago (SCHLÜCHTER & MÜLLER-DICK 1996), the level of the Doubs bed in St-Ursanne was about 35 m lower than today (BUXTORF 1920; SCHWAB 1939). This means that the Doubs channel has been filled with 30 – 40 m thick alluvial deposits since the most extensive glaciation (see Figure 3).

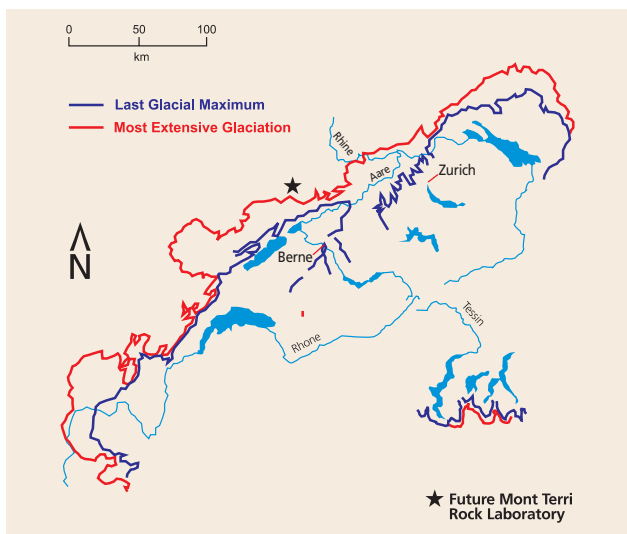


Figure 1: Extension of the Most Extensive Glaciations in Switzerland (~780'000 y before present) and the last one (28'000-14'600 y before present). After SCHLÜCHTER & MÜLLER-DICK (1996).



Figure 2: Picture of the rock shelter above St-Ursanne at 500 m a.s.l.

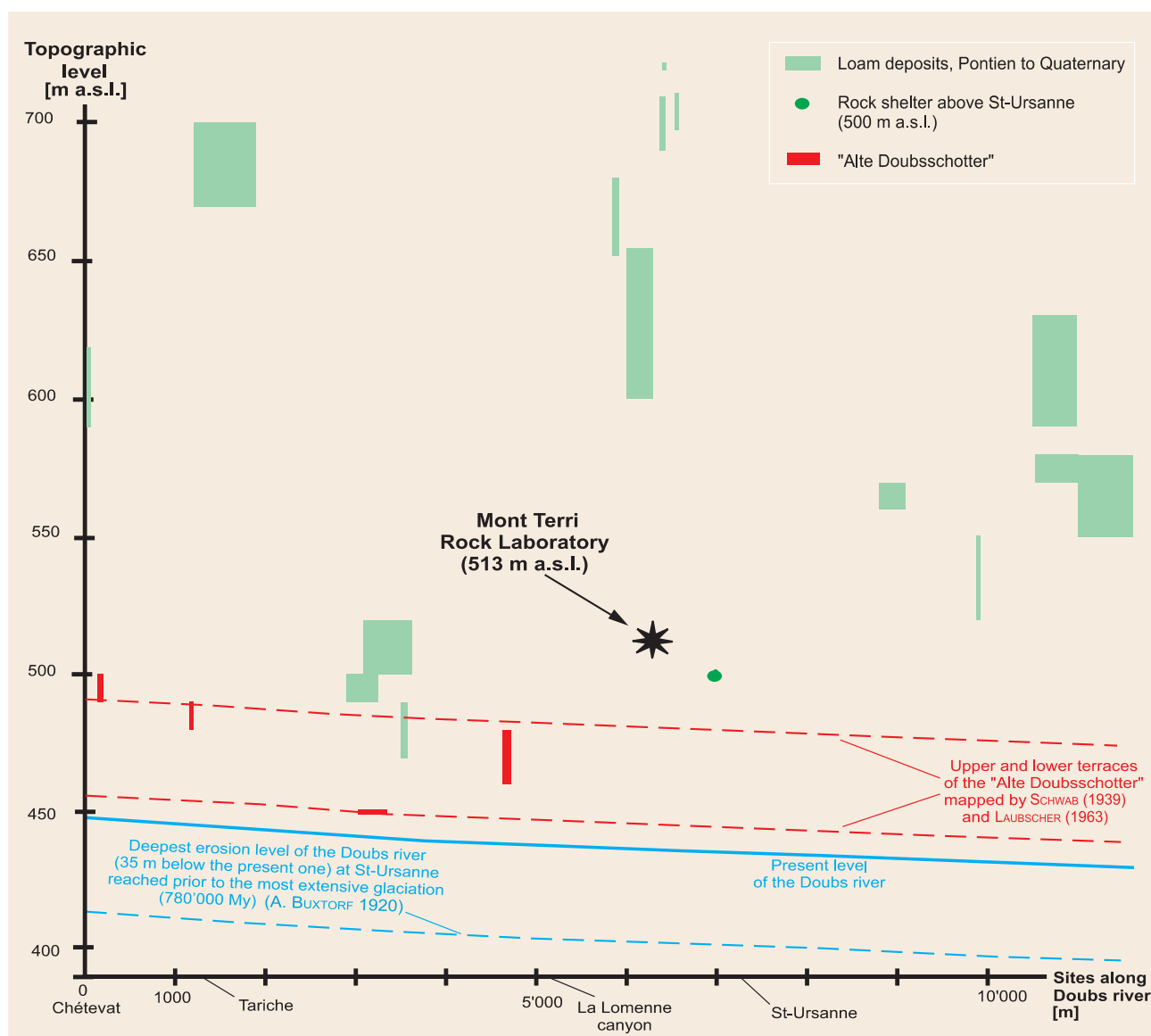
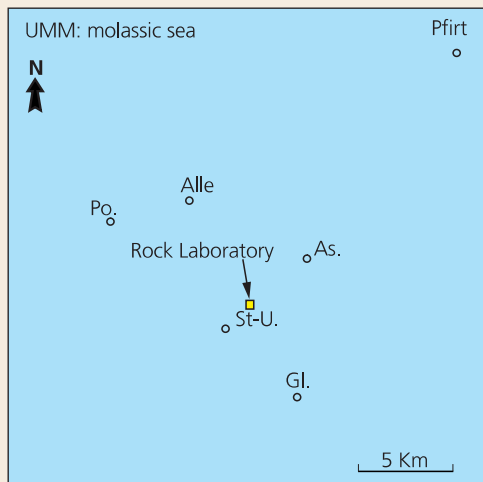


Figure 3: Erosion scenario for the St-Ursanne region (based on literature survey).

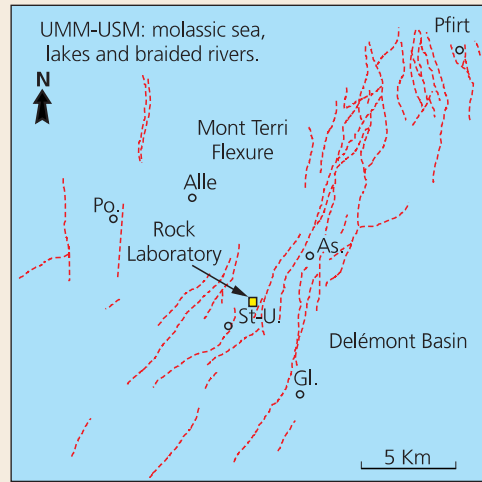
2.2 Erosion scenario of the Doubs river system based on literature survey

It seems to be evident why at present the Doubs river abruptly changes its flow direction at St-Ursanne: four anticlines (Clairmont, Mont Terri, Vorbourg and Caquerelle) build a geomorphological barrier, preventing river discharge towards north, east and south (Figure 4d). This geomorphological barrier has existed since the Jura folding (10.5–3 My). Before the Jura folding however, this barrier was not present.

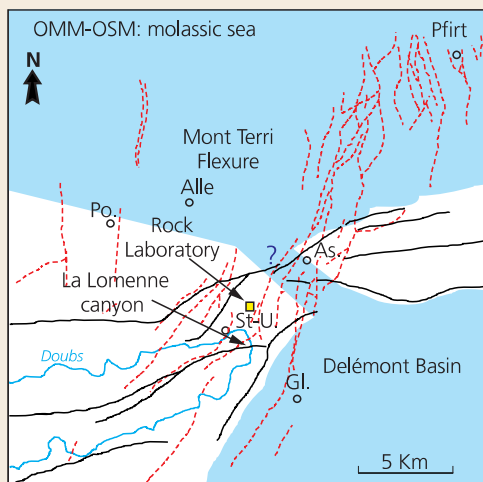
The Delémont Basin started to subside by about 40 My (LAUBSCHER 1987). Before this time (see Figure 4a), the area of St-Ursanne and Delémont was principally covered by the Lower Marine Molasse (BERGER 1996). Between 40 My and 21.5 My (see Figure 4b), the Delémont Basin subsided (LAUBSCHER 1961, 1962). Two primitive anticlines (Caquerelle and Vorbourg) were formed leaving N-S faults which can still be seen on the surface (Figure 4b and 4c, upper right corner, and LAUBSCHER 1961, 1962). The area of St-Ursanne and Delémont is principally covered by lakes and braided river systems, which are characteristic for the time equivalents of Lower Marine Molasse (BERGER 1996).



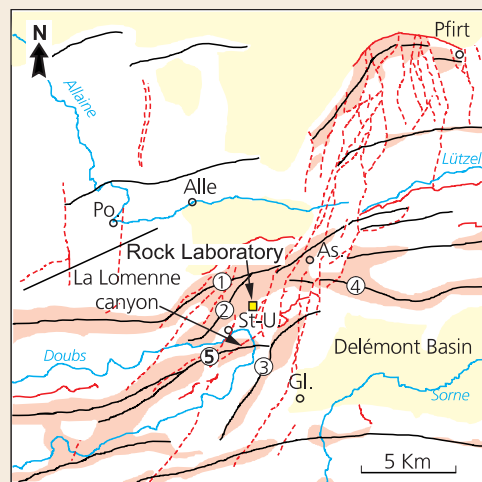
a: Before the subsidence of the Delémont Basin (40 My). The area of St-Ursanne and Delémont is covered by the UMM sea.



b: Between 40 and 21.5 My: Subsidence of the Delémont Basin. Formation of N-S faults east of St-Ursanne and Mont Terri Flexure. The area is covered by the UMM sea followed by lakes and braided rivers (USM).



c: Between 21.5 and 10.5 My: The Delémont Basin keeps on subsiding. The area of St-Ursanne is emerged and hydrologically separated from the Delémont Basin. Beginning of the erosive period for the Doubs valley. Formation of a primitive Doubs River.



d: From 10.5 My till today: The Jura Folding occurs between 10.5 and 3 My. Anticlines are formed. They prevent the Doubs River from flowing northwards, eastwards and southwards.

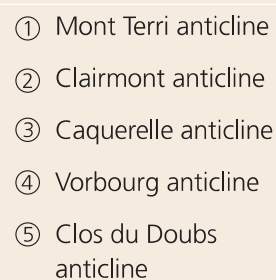
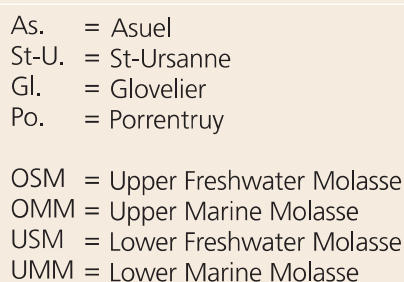
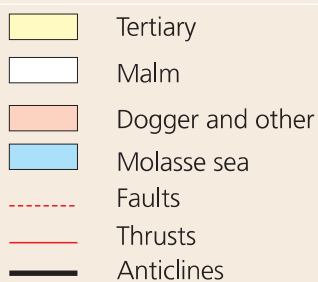


Figure 4: Evolution around the future site of the Mont Terri Rock Laboratory during the last 40 My.

Between 21.5 and 10.5 My (before the Jura folding) the Delémont Basin kept subsiding (see Figure 4c). The structural high (Caquerelle and Vorbourg chains), formed by the subsidence of the Delémont Basin and the formation of the N-S faults east of St-Ursanne (Mont Terri Flexure), isolated water flows of the St-Ursanne area from the Delémont Basin. This separation was followed by different geological environments on both sides of the Mont Terri Flexure: in the Delémont Basin, alluvial sediments are deposited («Juranagelfluh» and «Vogesenschüttung») whereas in the St-Ursanne area, no such sediments are recorded in this period. The erosion phase (e.g. Doubs river) started. Rivers in the area of St-Ursanne could no longer flow south and east. Furthermore, no traces of paleo-channels indicating a northward direction of rivers could be found in the area of Mont Terri. This is probably due to the Mont Terri Flexure: Prior to the Jura folding Mont Terri was probably slightly more elevated than St-Ursanne. We conclude that rivers in the area of St-Ursanne and Mont Terri had to flow westwards.

Furthermore, the canyon of La Lomenne (SE of St-Ursanne, see Figure 4c and BOUVIER 1997) indicates that the Doubs bow at St-Ursanne was formed prior to the Jura folding due to the fact that the Doubs river is discordant to the tectonic structures: it cuts the Dogger limestones of the «Clos du Doubs» anticline. This suggests that an old river was probably active before the rising of this anticline (SCHWAB 1939).

During this period, the hydrological impact of the Doubs river on the future site of the Mont Terri Rock Laboratory was as follows: 21.5 My ago (beginning of the Doubs erosive period), the Opalinus Clay was covered by a rock pile of at least 1000 m thickness (Tertiary + possible Cretaceous + Malm + Dogger). Knowing that the deepest recorded erosion level of the Doubs bed in the area of St-Ursanne is located in the Oxfordian marls (BUXTORF 1920), which are stratigraphically located 240 m above the Opalinus Clay, it is supposed that the level of the Doubs bed remained, until the Jura folding, higher than the future Mont Terri Rock Laboratory. Therefore, the site of the future Mont Terri Rock Laboratory was still dominated by infiltration.

Between 10.5 and 3 My, the Jura folding greatly modified the topography in the area of St-Ursanne and Mont Terri (see Figure 4d): With the tectonic formation of the Mont Terri anticline, the site of the rock laboratory was uplifted to 513 m a.s.l.

The time at which the erosion level of the Doubs river became deeper than the level of the future Mont Terri Rock Laboratory cannot be precisely determined.

Based on data from the literature, the transfer of the hydrological system in the Opalinus Clay from an infiltration system (Doubs level higher than rock laboratory)

to an exfiltration system (Doubs level lower than rock laboratory) occurred between 10.5 My (start of Jura folding) and 780'000 y (Most Extensive Glaciation). In the following Chapter we try to estimate more precisely the time of the transfer from an infiltration to an exfiltration system at the future Mont Terri Rock Laboratory, taking into account our own ideas and interpretations.

2.3 Erosion scenario of the Doubs river system based on own interpretation

The following data from the literature were used to estimate the period when the erosion level of the Doubs bed reached the altitude (m a.s.l.) of the Mont Terri Rock Laboratory (see Figure 5):

- The Doubs channel reached its deepest level before the Most Extensive Glaciation (BUXTORF 1920), 780'000 y ago (SCHLÜCHTER & MÜLLER-DICK 1996).
- This level is estimated at St-Ursanne at about 35 m below the present channel bottom, that is at about 400 m a.s.l. (BUXTORF 1920).
- The average level of the present Mont Terri Rock Laboratory is 513 m a.s.l.

These data are the basis for the following calculation:

Equation

$$t = \frac{dh}{Er} + C \quad [y] \text{ (equation 1)}$$

- t time when the erosion level had the same height as the rock laboratory [y]
- dh level difference between the Mont Terri Rock Laboratory and the deepest erosion level of the Doubs bed [m]
- Er Erosion rate of the Doubs River [mm/y]
- C Constant representing the time when the Doubs River bed reached its deepest level [y]

Values

$$dh = H2 - H1 = 113 \text{ m}$$

H1 deepest level of the Doubs River before the Most Extensive Glaciation, at 400 m a.s.l.

H2 rock laboratory at 513 m a.s.l.

Er range: 0.05 mm/y < Er < 0.5 mm/y (range between minimum and maximum erosion rate)

$$C = 780'000 \text{ y}$$

Assumptions

- Several authors in BERGER (1996) estimated the erosion rate for the molasse basin during the Mio-Pliocene. Their results are quite different depending on the region and time. The interval of erosion rate used here is an approximated range based on data published in BERGER (1996).
- Equation 1 is valid for an uplift equal to zero mm/y during the last 3 My in the area of St-Ursanne. This value reflects the present situation in this region after GUGLER (1991, map 5). We assume that the uplift rate was quite small. However, it is not certain that this uplift value was equal to zero during the last 3 My.
- Linear erosion rate: the effects of the glaciation on the erosion rate cannot be estimated. On one hand, the erosion rate could have been accelerated by drainage in front of the glaciers; on the other hand, it might also have been slowed during glaciation because water was retained in the glaciers. Equation 1 deals with a constant erosion rate.

Results

Two results were obtained by substituting the values into equation 1, $t_{\max}$ for a minimum erosion rate and $t_{\min}$ for a maximum erosion rate:

$$t_{\max} = (113 \text{ m} / 0.05 \cdot 10^{-3} \text{ m/y}) + 780'000 \text{ y} = 3.04 \cdot 10^6 \text{ y}$$

$t_{\max} \sim 3 \text{ My}$

$$t_{\min} = (113 \text{ m} / 0.5 \cdot 10^{-3} \text{ m/y}) + 780'000 \text{ y} = 1.006 \cdot 10^6 \text{ y}$$

$t_{\min} \sim 1 \text{ My}$

This estimation indicates that the Doubs River at St-Ursanne reached the level (m a.s.l.) of the future Mont Terri Rock Laboratory between 3 My and 1 My before present.

This period corresponds to a glacial period (Figure 6) called the «Schweizerische Deckenschotter» glaciations (GRAF 1993).

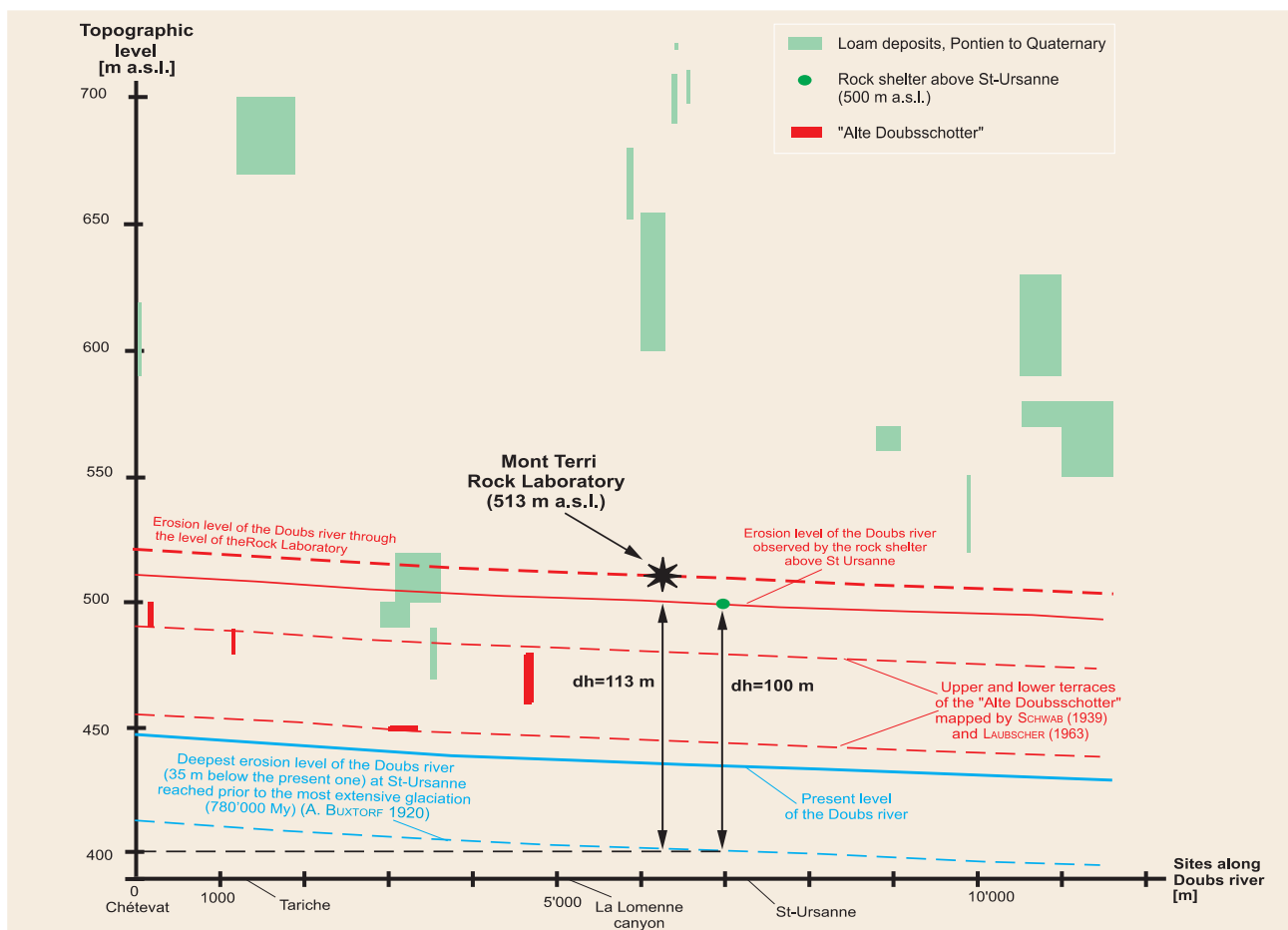


Figure 5: Erosion scenario based on own interpretation.

3 Erosion Scenario of the Mont Terri Anticline

In Chapter 2, the transition of an infiltration to an exfiltration regime in the region of the future Mont Terri Rock Laboratory is roughly dated. This change was mainly caused by the Doubs River, which was cutting down the sedimentary pile to an erosion level of more than 100 m below the future rock laboratory. Another erosion process may have also had a great impact on the hydrological system in the Opalinus Clay. This is the erosion of the Mont Terri anticline. Furthermore, the groundwater chemistry of the whole sedimentary pile may have changed considerably when the water recharge from the surface (e.g. rain water) reached deeper lithostratigraphic units in the Mont Terri anticline.

In this context, a question of special interest is the time when the erosion level reached the karstic aquifers lying above the Opalinus Clay, and also the period when the erosion level was cutting down the Opalinus Clay in the region of the future Mont Terri Rock Laboratory. To estimate these time periods, a similar approach was used as in the last chapter. To develop the erosion scenario of the Mont Terri anticline, the following information was needed:

- Maximum thickness of eroded strata
- Start of erosion (time)
- Present erosion level (deepest lithostratigraphic level in the Mont Terri anticline).

The method is briefly explained and the problem is solved with simple equations below.

Method

A stratigraphic pile of a certain thickness is eroded. When the erosion rate is known, the erosion times (i.e. time when erosion level reached corresponding lithostratigraphic unit) can be calculated by dividing the thickness of eroded strata by the erosion rate (see e.g. equation 4).

The maximum thickness of the stratigraphic pile above the Opalinus Clay in the area of St-Ursanne is estimated as about 1000 m (H.R. Bläsi, personal communication). The total of the thicknesses of the individual lithostratigraphic units above the Opalinus Clay and the now eroded Tertiary (and Cretaceous, if deposited at all) units gives a thickness of 820 m (without Opalinus Clay) or a thickness of 950 m (with Opalinus Clay) referred to column «Thickness» in Table 2.

The erosion rates can be calculated if the time of the erosion start is known, by simply dividing the total thickness of the eroded stratigraphic pile by the time when erosion started (see equations 2 and 3). The earliest erosion started in the Mont Terri anticline at the beginning of the Jura folding, which is 10.5 My. The

latest date for beginning of erosion in the Mont Terri anticline is the end of the Jura folding at about 3 My (considering tectonics, it might well be that the Mont Terri anticline was formed at the end of the Jura folding period). Both values were included, resulting in a maximum erosion rate with start of erosion at about 3 My and a minimum erosion rate with start of erosion at about 10 My.

At present, the erosion level in the core of the Mont Terri anticline has reached the Keuper Marls of Late Triassic age. The pile of totally eroded strata results in a thickness of 1000 m (integration of thickness over all lithostratigraphic units, see Table 2).

Equations

$$Er_{\max} = \frac{x_{\text{tot}}}{t_{\min}} \quad (\text{equation 2}) \quad Er_{\min} = \frac{x_{\text{tot}}}{t_{\max}} \quad (\text{equation 3})$$

where

x_{tot} total thickness of eroded strata [mm]

$t_{\max}$ maximum duration of erosion [y]

$t_{\min}$ minimum duration of erosion [y]

$Er_{\max}$ maximum erosion rate [mm/y]

$Er_{\min}$ minimum erosion rate [mm/y]

$$t_1 = \frac{\sum_{i=1}^9 x_i}{Er_{\max}} \quad (\text{equation 4}) \quad t_2 = \frac{\sum_{i=1}^9 x_i}{Er_{\min}} \quad (\text{equation 5})$$

where

x_i thickness of lithostratigraphic unit(s), starting from top of the Keuper Marls ($i = 1$) through the youngest sediments, the molasse ($i = 9$) [mm]

i numbering of lithostratigraphic unit(s)

$Er_{\min}$ erosion rate, defined in equation 3 [mm/y]

$Er_{\max}$ erosion rate, defined in equation 2 [mm/y]

t_1 calculated minimum erosion time [y]

t_2 calculated maximum erosion time [y]

The minimum and maximum erosion times t_1 and t_2 are shown for each lithostratigraphic unit in Table 2 using units of million years (My).

Values

$$x_{\text{tot}} = 1 \cdot 10^6 \text{ mm}$$

x_i values defined in Table 2, column thickness, have to be changed into mm

$i = 1, 2, 3, \dots, 9$, see Table 2, column numbering

$$t_{\min} = 3 \cdot 10^6 \text{ y}$$

$$t_{\max} = 10.5 \cdot 10^6 \text{ y}$$

No i	Lithostratigraphic unit	Main lithology	Stage		Thickness values [m] ¹	Erosion time calculated [My] ²	
						t ₁	t ₂
9	Molasse	marls, sandstones	Tertiary		~200	3.33	10.0
	Not defined in this study ³	Not defined in this study ³	Cretaceous				
	Twannbach Formation	limestones	Tithonian				
8	Reuchenette Formation	limestones with thin intercalations of marls	Kimmeridgian		~170	2.67	8.00
7	Courgenay Formation	limestones	Upper	Oxfordian	~230	2.10	6.30
	Vellerat Formation	marls and limestones					
	St-Ursanne Formation	limestones	Middle				
	Bärschwil Formation	shaly marls	Lower				
6	«Anceps-Athleta-Schichten» Dalle nacrée «Callovien-Ton»	marls limestones marly clay	Callovian		~30	1.33	4.00
5	Calcaire roux sableux	limestones	Bathonian		~20	1.23	3.70
4	Hauptrogenstein	(sandy) limestones					
3	«Lower Dogger»	(sandy) limestones	Bajocian		~120	1.17	3.50
					~50	0.77	2.30
2	Opalinus Clay	shales (silty and sandy)	Aalenian		~130	0.60	1.80
1	Jurensis Marls Posidonia Shales	marls and marly shales bituminous shales	Toarcian		~50	0.17	0.50
	Not defined in this study ³	Not defined in this study ³	Pliensbachian				
	Gryphaea Limestones	limestones	Sinemurian				
	Not defined in this study ³	Not defined in this study ³	Hettangian				
	Keuper Marls	marls and anhydrite	Upper Triassic			recent	recent

¹ Average thickness (after LAUBSCHER, 1948; H.R. Bläsi, personal communication).

² Time when erosion level reached corresponding lithostratigraphic unit: t₁ is based on erosion rate of 0.3 mm/y (erosion started at end of Jura folding, 3 My); t₂ is based on erosion rate of 0.1 mm/y (erosion started at beginning of the Jura folding, 10.5 My).

³ It is still not known whether these lithostratigraphic units and lithologies were eroded or not at all deposited.

Table 2: Erosion scenario of the Mont Terri anticline.

Assumptions

- Constant erosion rates were applied over the whole eroded thickness. No distinction was made between «soft» strata with higher erosion rates and «hard» strata with lower erosion rates.
- Erosion rates did not change with time.
- Erosion start: not precisely known. Two possibilities were studied: erosion started at 10.5 My (beginning of Jura folding) and at 3.3 My (end of Jura folding).

Results

The maximum erosion rate Er_{max} is 0.3 mm/y and the minimum erosion rate is 0.1 mm/y. The calculated erosion times for the corresponding lithostratigraphic unit(s) are shown in Table 2. Two erosion times t_1 (minimum erosion time) and t_2 (maximum erosion time) are indicated in Table 2. These erosion times are related to maximum and minimum erosion rates, respectively.

The following results were obtained for the Opalinus Clay:

- The erosion surface reached the karstic aquifers lying above the Opalinus Clay (TRIPET et al., 1990) between 3.7 and 1.2 My.
- The erosion surface reached the top of Opalinus Clay between 1.8 and 0.6 My.
- The erosion surface reached the base of Opalinus Clay between 0.5 and 0.2 My.

If the means between maximum and minimum erosion times are taken, the erosion surface reached the top of the Opalinus clay at 1.2 My and the base at 0.35 My. The time difference between minimum and maximum erosion times can also be considered as the uncertainty affecting the erosion process. Then the top of the Opalinus Clay was reached at 1.2 ± 0.6 My and the base at 0.35 ± 0.15 My. These results are graphically shown in Figure 7.

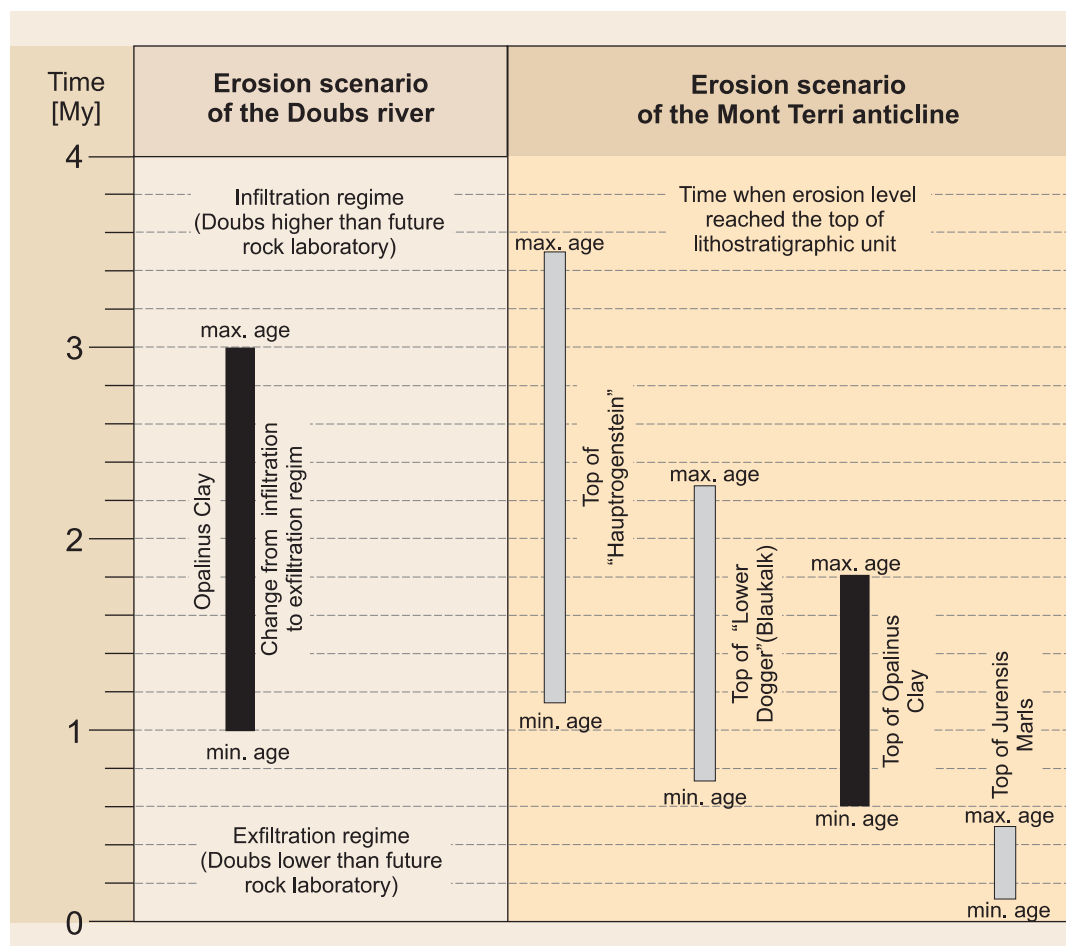


Figure 7: Results of erosion scenarios (see text for details).

4 Discussion and Conclusion

The paleohydrological impact on the future Mont Terri Rock Laboratory is mainly determined by the following two events:

- The progressive downward erosion of the Doubs valley responsible for the changing groundwater flow directions in the Opalinus Clay (from infiltration to exfiltration)
- The progressive erosion of the Mont Terri anticline, affecting flow directions and mainly groundwater chemistry.

Two erosion scenarios, one for the Doubs river valley and the other for the Mont Terri anticline, are presented. The results of these 2 scenarios are compiled in Figure 7. On the left hand side of Figure 7, the time period is shown, when the hydrological system in the Opalinus Clay of the future rock laboratory passed from an infiltration system (level of Doubs River higher than rock laboratory) to an exfiltration system (level of Doubs River lower than rock laboratory). This period could be limited to a time span between 3 and 1 My. The time difference can also be considered as uncertainty. Then the transition from an infiltration to an exfiltration system, relative to the level of the future rock laboratory, can be dated at 2 ± 1 My. On the right hand side of Figure 7, the time periods are shown, when the erosion level of the Mont Terri anticline reached the top of the Hauptrogenstein, «Lower Dogger» (both aquifers above the Opalinus Clay, the latter in contact with the Opalinus Clay), Opalinus Clay and Jurensis Marls. The erosion level reached the top of Opalinus Clay at 1.2 ± 0.6 My and its base at 0.35 ± 0.15 My.

It is important to note that these date estimations have been obtained with a certain number of assumptions and approximations. The uncertainty of the geological input data is quite high. These uncertainties include data of the poorly, or even undated, Quaternary sediments and lack of information concerning deposition of Tertiary, Cretaceous and Upper Jurassic strata. For this reason, values such as the total thickness of sedimentary pile have to be considered as first estimates. The uncertainty of both scenarios (Doubs River valley and Mont Terri anticline) was estimated by deriving or defining different erosion rates.

The results of this study, which are based on a literature survey and on our simple analytical analyses, may serve as a first base for the hydrogeological characterization around the Mont Terri Rock Laboratory. However, to improve the process of such a characterization, more work needs to be done. First, precise structural profiles, both horizontal and vertical, which are volume balanced, are needed. Secondly, the knowledge of the quaternary deposits (regional distribution, sedimentary structures, dating) around St-Ursanne has not changed since the early nineteen sixties. Such data are most important for the derivation of sound erosion scenarios. Thirdly, in-situ measurements of hydraulic potentials above and below the Opalinus Clay formation should be performed in order to determine the present regional flow field. It might be possible to reactivate the old boreholes of the Mont Terri motorway tunnel, which have been drilled from the surface towards the tunnel system. Finally, erosion scenarios could be numerically modelled, taking into account also processes such as regional uplift and non-linear erosion rates, which have been oversimplified in our study.

Acknowledgements

We would like to thank J.-P. Tripet, M. Thury and P. Heitzmann of the Federal Office for Water and Geology, who initiated this study and were open to many fruitful discussions and suggestions.

We also are grateful for valuable guidance and numerous suggestions from the following reviewers: A. Gautschi (Nagra) and C. Deguèdre (Paul Scherrer Institute) who suggested, in their first review, adding a chapter on the erosion scenario of the Mont Terri anticline.

Peter Huggenberger (University of Basel, Cantonal Geologist of Basel) made numerous concrete remarks and propositions that improved the general understanding of the study.

We also thank J.-P. Berger (University of Fribourg), J.-C. Bouvier (OEPN, Canton Jura, retired) and H.-R. Bläsi (University of Berne) for their input and cordial collaboration, as well as F. Haug for the English corrections.

References

- ALLEN, P. A., MANGE-RAJESKY, M., MATTER, A. & HOMEWOOD, P. (1985): Dynamic paleogeography of the open Burdigalian seaway, Swiss Molasse basin. – *Eclogae geol. Helv.* 78/2, 351–381.
- BERGER, J.-P. (1996): Cartes paléogéographiques-palinspastiques du bassin molassique suisse (Oligocène inférieur-Miocène moyen). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 202/1, 1–44.
- BOLLIGER, T., ENGESSER, B. & WEIDMANN, M. (1993): Première découverte de mammifères pliocènes dans le Jura neuchâtelois. – *Eclogae geol. Helv.* 86/3, 1031–1068.
- (1995): Pliozäne Kleinsäuger aus den Höheren Deckenschotter des Irchels (Kt. Zürich). – *Abstract geol. Soc. Switzerland, SANW-Tagung St. Gallen 1995*, 36.
- BOUVIER, J.-C. (1997): Hydroécologie, la boucle helvético-française du Doubs. – *Bull. Soc. Hist. nat. Pays de Montbéliard* 1997, 167–186.
- BUXTORF, A. (1920): Zur Frage der Pliozänbildungen im Nordschweizerischen Juragebirge. – *Verh. natf. Ges. Basel* 31, 113–132.
- DIEBOLD, P., LAUBSCHER, H., SCHNEIDER, A. & TSCHOPP, R. (1963): Blatt 1085 St-Ursanne. – *Geol. Atlas Schweiz* 1 : 25 000, Karte 40.
- GIGON, R. & WENGER, R. (1986): Inventaire spéléologique de la Suisse, II, Canton du Jura. – *Comm. Spéleol. Soc. helv. Sci. nat., Porrentruy*.
- GUGLER, E. (1991): First Order Levelling Network in Switzerland. – *Rapp. sur les travaux géodésiques* 87–91, *Comm. géodés. suisse, ETH Zürich*.
- GRAF, H.R. (1993): Die Deckenschotter der zentralen Nordschweiz. – *Diss. ETH Zürich* Nr. 10205.
- KÄLIN, D. (1993): Stratigraphie und Säugetierfaunen der Oberen Süsswassermolasse der Nordwestschweiz. – *Diss. ETH Zürich* Nr. 10152.
- (1997): Litho- und Biostratigraphie der mittel- bis obermiozänen Bois des Raube-Formation (Nordwestschweiz). – *Eclogae geol. Helv.* 90/1, 97–114.
- LAUBSCHER, H. (1948): Geologie des Gebietes von Siegfried-blatt St-Ursanne. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* [N. F.] 92.
- (1961): Die Fernschubhypothese der Jurafaltung. – *Eclogae geol. Helv.* 54/2, 221–282.
- (1962): Die Zweiphasenhypothese der Jurafaltung. – *Eclogae geol. Helv.* 55/1, 1–22.
- (1963): Blatt 1085 St-Ursanne. – *Geol. Atlas Schweiz* 1 : 25 000, Erläut. 40.
- (1987): Die tektonische Entwicklung der Nordschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 80/2, 287–304.
- (1992): Jura kinematics and the Molasse Basin. – *Eclogae geol. Helv.* 85/3, 653–675.
- (1998): Der Ostrand des Laufenbeckens und der Knoten von Grellingen: Die verwickelte Begegnung von Rheingraben und Jura. – *Eclogae geol. Helv.* 91/2, 275–291.
- LINIGER, H. (1966): Das Plio-Altpleistozäne Flussnetz der Nordschweiz. – *Regio basil.* 7/2, 158–177.
- SCHLÜCHTER, C. & MÜLLER-DICK, K. (1996): Das Eiszeitalter der Schweiz. – *Stiftung Landschaft und Kies, Ostermundigen*.
- SCHWAB, E. (1939): Morphologie der Freiberge (Berner Jura). – *Mitt. geogr.-ethnol. Ges. Basel* V, 1935–38, 1–135.
- THURY, M. & BOSSART, P. (1999): Mont Terri Rock Laboratory – Results of the hydrogeological, geochemical and geotechnical experiments performed in 1996 and 1997. – *Geol. Rep. 23, Federal Office for Water and Geology*.
- TRIPET, J.-P., BRECHBÜHLER, Y.-A., HAARPAINTNER, R.-T. & SCHINDLER, B. (1990): Hydrogéologie des milieux à faible perméabilité: étude des marnes aaléniennes dans la galerie de reconnaissance du Mont Terri (Canton du Jura). – *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.* 113, 179–189.

The Stress Field in the Mont Terri Region Data Compilation

P. Bossart¹ & S. Wermeille¹

¹Institut Géotechnique SA, St-Ursanne

Abstract

A compilation of stress measurements in the Jura mountains with special emphasis to the Mont Terri Rock Laboratory is presented in this report. The Mont Terri Rock Laboratory is located in the Canton of Jura near St-Ursanne, Switzerland. Seven different methods were applied to derive qualitatively and quantitatively stress directions and magnitudes: 1) mapping or scanning of breakouts along boreholes, 2) doorstopper strain cell measurements, 3) triaxial strain cell measurements, 4) borehole slotter measurements, 5) hydraulic fracturing, 6) undercoring method and 7) rock-mechanical modelling. The interpretation of the measurements is not straightforward, especially when an anisotropic stress field together with a pronounced rock anisotropy exists, as it is the case in the Opalinus Clay. The primary stress field could be identified in the Opalinus Clay of the Mont Terri Rock Laboratory. The undercoring and hydraulic fracturing methods gave comparable results whereas the borehole slotter method resulted in quite unlikely stress values. Interpretation of the measurement was mainly done with rock mechanical modelling, which led to the most likely stress data set. The obtained stress field in the Mont Terri Rock Laboratory is different from the regional stress field in the Canton of Jura. This finding is discussed and a possible interpretation is given.

Recommended quotation:

Bossart, P. & Wermeille, S. (2003): The Stress Field in the Mont Terri Region – Data Compilation. In: Heitzmann, P. & Tripet, J.-P. (Ed.): Mont Terri Project – Geology, Paleohydrology and Stress Field of the Mont Terri Region (p. 65–92). – Reports of the Federal Office for Water and Geology (FOWG), Geology Series 4.

Unpublished report of Oct. 14, 1999; updated Sept. 1, 2002

Le présent rapport consiste en une compilation de mesures de contraintes effectuées dans la chaîne du Jura. Elles mettent l'accent sur le site du laboratoire souterrain du Mont Terri, situé près de St-Ursanne, dans le canton suisse du Jura. Sept méthodes différentes ont été appliquées pour déterminer qualitativement et quantitativement le champ de contraintes: 1) relevé des éclats de roche le long des trous de sondage; 2) mesures au moyen d'une cellule de type «doorstopper strain cell»; 3) mesures au moyen d'une cellule de type «triaxial strain cell»; 4) mesures au «borehole slotter»; 5) fracturation hydraulique; 6) sous-carottage; 7) modélisation sous l'angle de la mécanique des roches. L'interprétation des mesures est malaisée, en particulier lorsqu'un champ de contraintes anisotrope se superpose à une anisotropie marquée de la stratification, comme c'est notamment le cas dans les Argiles à Opalinus.

Il a été possible de déterminer le champ de contraintes primaire dans les Argiles à Opalinus du laboratoire souterrain du Mont Terri. Les méthodes du sous-carottage et de la fracturation hydraulique ont livré des résultats similaires, tandis que les essais au «borehole slotter» n'ont pas pu être interprétés. Le champ de contraintes le plus probable a été établi en s'appuyant sur des modèles de mécanique des roches.

Le champ de contraintes primaire identifié au voisinage du laboratoire souterrain du Mont Terri diffère du champ régional qui règne dans le Canton du Jura. Ce résultat fait l'objet d'une discussion et d'une proposition d'explication.

Der Inhalt des vorliegenden Berichtes besteht aus einer Zusammenstellung von Stressmessungen aus dem Jura-gebirge unter besonderer Berücksichtigung des Felslabors Mont Terri, welches bei St-Ursanne im Kanton Jura liegt. Insgesamt kamen sieben Methoden zur qualitativen und quantitativen Bestimmung des Stressfeldes zur Anwendung. Es sind dies 1) Aufnahmen von Bohrlochrand-Ausbrüchen, 2) sogenannte «Doorstopper Strain Cell»- und 3) «Triaxial Strain Cell»-Messungen, 4) Bohrlochsclitz-Messungen, 5) die Methode des hydraulischen «Fracturings», 6) die Unterbohrmethode und 7) die felsmechanische Modellierung. Die Interpretation der Messungen ist nicht einfach, vor allem, wenn es sich wie beim Opalinus Ton um ein anisotropes Stressfeld kombiniert mit einer deutlichen Schichtungsanisotropie handelt.

Im Mont Terri Felslabor war es möglich, das primäre Stressfeld zu ermitteln. Die Unterbohrmethode und das hydraulische «Fracturing» ergaben vergleichbare Resultate, wohingegen die Bohrlochsclitz-Versuche nicht interpretierbar waren. Unter Zuhilfenahme der felsmechanischen Modellierung konnte das wahrscheinlichste Stressfeld abgeleitet werden.

Das primäre Stressfeld im Bereich des Mont-Terri-Felslabors ist mit dem regionalen Stressfeld des Kantons Juras nicht vergleichbar. Diese Resultate werden diskutiert und es wird versucht, eine mögliche Interpretation dafür zu geben.

Glossary

- σ_1 maximum principal stress, magnitude in [MPa], direction in [°].
- σ_2 intermediate principal stress, magnitude in [MPa], direction in [°].
- σ_3 minimum principal stress, magnitude in [MPa], direction in [°].
- S_H maximum horizontal stress, magnitude in [MPa], direction in [°].
- S_h minimum horizontal stress, magnitude in [MPa], direction in [°].
- S_V maximum vertical stress, magnitude in [MPa], direction in [°].
- $\sigma_{\max}$ major stress (in a 2D-section), magnitude in [MPa], direction in [°].
- $\sigma_{\min}$ minor stress (in a 2D-section), magnitude in [MPa], direction in [°].

Aspect ratio of principal stress:

The aspect ratio R is defined as the ratio of the largest to the smallest stress magnitude.

Example: $\sigma_1 = 10$ MPa and $\sigma_3 = 2$ MPa, then $R = 5$.

Basement:

- In the sense of Nagra and Becker, «Grundgebirge»: rocks older than Triassic, including sediments of Permo-Carboniferous Trough (BECKER et al. 1984; BLÜMLING 1986; MÜLLER et al. 1987; BECKER 1989; BECKER & WERNER 1995; BECKER 1999; BECKER 2000).
- In the sense of the present report: crystalline and sedimentary rocks lying below the main overthrust (basal décollement in the Triassic evaporites).

Cover:

- In the sense of Nagra and Becker, «Deckgebirge»: sedimentary rocks younger than Permian (BECKER et al. 1984; BLÜMLING 1986; MÜLLER et al. 1987; BECKER 1989; BECKER & WERNER 1995; BECKER 1999; BECKER 2000).
- In the sense of the present report: sedimentary rocks lying above the main overthrust (basal décollement in the Triassic evaporites).

Mechanically-induced breakouts:

- Breakouts mainly influenced by the mechanical strength anisotropy of the rock. In the Opalinus Clay of the Mont Terri Rock Laboratory, the rock anisotropy is related to bedding planes.

Stress-induced breakouts:

- Breakouts mainly influenced by stress anisotropy (e.g. $\sigma_1 \gg \sigma_3$).

Table of Contents

Abstract	66
Resumé	67
Zusammenfassung	67
Glossary	68
1 Introduction	70
2 Regional Stress Measurements in the Jura Mountains	71
2.1 Methods	71
2.2 Results of regional stress measurements	71
2.3 Published interpretations	74
3 Derivation of the Primary Stress Field in the Mont Terri Rock Laboratory	76
3.1 The borehole slotter technique	76
3.2 The undercoring technique	78
3.3 Hydraulic fracturing	79
3.4 Stress conditions from geological observations	80
3.4.1 Small-scale mapping of niche walls	80
3.4.2 Borehole wall mapping with a borehole camera	81
3.4.3 Mapping of breakouts by caliper logging	84
3.5 Stress conditions from rock-mechanical modelling	84
3.6 The primary stress field at Mont Terri	87
4 Conclusions and Recommendations	89
Acknowledgements	90
References	91

1 Introduction

The determination of stresses in the Mont Terri Rock Laboratory is of basic importance for several experiments dealing with the mechanical, hydraulic and chemical properties of the Opalinus Clay. Knowledge of stress directions and magnitudes is also very important when designing and constructing new galleries in the Opalinus Clay, as was done between 1989 and 1995 (security gallery and motorway tunnel) and in 1997/1998 (construction of the new gallery of the Mont Terri Rock Laboratory). Since 1996, several measurements have been carried out in the rock laboratory and many geological observations are available from which stresses within the Opalinus Clay could be derived. These measurements and observations are documented in several Technical Notes of the Mont Terri Project. When reading these Technical Notes, often it is not easy to get a comprehensive picture about the stress conditions because there are many contradictions concerning the measured stresses. One aim of this study is to compile the completed stress measurements and to identify the most reliable and likely stress data at the site of

the Mont Terri Rock Laboratory. A further objective of this study is to embed these local stress findings in a regional geologic setting, in the northern Jura Mountains of Switzerland. Stress directions were derived in geological environments other than the Opalinus Clay and mainly at other depths than in the rock laboratory. These regional stresses are taken into account and compared with the ones found at the Mont Terri Rock Laboratory.

In subsequent chapters, this report displays first the present regional stress field observed in the Jura Mountains, which is also documented in the literature (Chapter 2). Then, the methods and results of stress measurements, stability observations in boreholes in the framework of the Mont Terri Project and the results of a rock-mechanical modelling study are compiled and discussed (Chapter 3). These measurements and observations result in the selection of the most likely stress data set, which represents the state of the art and should be used as reference in other experiments. Finally, conclusions and recommendations are drawn (Chapter 4).

2 Regional Stress Measurements in the Jura Mountains

Before investigating local stresses occurring in the area of the Mont Terri Rock Laboratory, it is important to have an overview of both the regional stresses occurring in the Jura Mountains and of the present tectonic situation. The question of whether the Jura still is an active thin-skinned foreland fold-and-thrust belt has to be answered. If this is the case, there should be evidence of a decoupled stress field between «basement» and «cover»¹ because of active overthrusting in the Triassic evaporite sequences.

Present regional stresses in the Jura Mountains were compiled from the literature. BECKER et al. (1984), MÜLLER et al. (1987), BECKER (1989) and BECKER & WERNER (1995) focused their works on the determination of principal horizontal stresses (S_H , S_h) in the northern Jura Mountains and foreland. Recently, BECKER (1999, 2000) published new results based on a larger number of measurements that were distributed over the entire Jura Mountains. Stress measurements from the Mont Terri Rock Laboratory are presented and discussed in detail in Chapters 3 and 4.

2.1 Methods

Five different methods were used to determine principal horizontal stresses in the Jura Mountains. The first method consists of logging breakouts along boreholes. In isotropic rocks and vertical boreholes, these breakouts may define the direction of the minimum horizontal stress (S_h). The second and third methods are the doorstopper and triaxial strain cell methods, respectively. Both methods are known as overcoring techniques (MÜLLER et al. 1987; BECKER & WERNER 1995) and both techniques measure relaxation strains during and after the overcoring of a borehole. Strain release of a core sample after overcoring can be measured with the aid of strain gauge rosettes. These rosettes are attached to the borehole wall before overcoring, either at the bottom of the borehole, as in the case of the doorstopper method, or to the wall of the pilot borehole, as in the case of the triaxial cell method. The fourth is the borehole slotter method, used by BOCK (1986) and BECKER & WERNER (1995). This method measures the strain release occurring during and after the cutting of slots into a borehole wall (technique detailed in Chapter 3.1). The fifth method is the hydraulic fracturing method (HAIMSON & FAIRHURST 1967; HICKMAN & ZOBACK 1983; BÜHLER 1997 and EVANS et al. 1999). This method directly measures stresses by injecting a test fluid into a borehole. The pressure is then raised until a breakdown, due to the creation of an artificial fracture, is measured. This

method and its basic assumptions are described in more detail in Chapter 3.3.

The undercoring method (not used for regional derivation) was only applied in the Mont Terri Rock Laboratory and therefore not mentioned here. This method is described in more detail in Chapter 3.2.

Stress measurements were carried out in a variety of geological formations in the Jura Mountains and also at different tectonic levels. Each method used to derive stresses is complex and must also take into account other parameters such as the elastic parameters of a rock, or its anisotropy. The main published stress investigation results are presented below.

2.2 Results of regional stress measurements

Directions of the maximum horizontal stress (S_H), obtained with the five measurement methods, are compiled in Table 1 and in Figure 1. In Table 1, a number was assigned for each test site corresponding with Figure 1. For each site, the applied measurement method, S_H -direction, the type of lithology in which measurements were taken and references are listed in Table 1. In the column labelled S_H -direction, a B for «basement» or a C for sedimentary «cover» was added to specify whether the measurement was taken in the «basement» or in the «cover» (in the sense of Nagra and Becker, see glossary).

Results from borehole breakout observations

The borehole breakout method was used in five deep boreholes drilled by Nagra: Böttstein, Kaisten, Weiach, Riniken and Schafisheim (BECKER et al. 1984; BLÜMLING 1986 and MÜLLER et al. 1987). Four of these five boreholes were drilled into the «basement» (in the sense of the present report, see glossary). Only one borehole, the Schafisheim borehole, was drilled from the «cover» into the «basement» (green and red in Figure 2). Thus, the Schafisheim borehole is the only borehole crossing the main overthrust (basal «décollement») which is located in the Triassic evaporites.

Figure 2 shows, for each of these five boreholes, the direction of breakouts along the holes. These breakout directions are parallel to the minimum horizontal stress (S_h) directions. The maximum horizontal stresses (S_H) are simply the directions perpendicular to S_h . In near-surface rocks (< 300 m), the general breakout direction is $140^\circ \pm 10^\circ$, resulting in a NE-SW trending S_H -direction except for the Schafisheim borehole, where no breakouts are available in the first 300 m. In deeper levels (> 300 m), the breakout directions vary between 25° and 70° with a mean of almost 45° , resulting in NW-

¹ The terms «basement» and «cover» are used differently in the literature. A definition is given in the glossary (sensu Nagra and Becker, sensu present report).

SE S_H -directions. Of special interest is the Schafisheim borehole, where a clear change in breakout direction is observed across the main overthrust. The corresponding S_H -directions change from a NNE-SSW direction (above the main overthrust) to a NW-SE direction (below the main overthrust). It is important to mention that this change in breakout directions was recorded at a depth of about 1400 m and is therefore beyond the near-surface zone.

Results from doorstopper strain cell measurements

Doorstopper measurements were applied in nine quarries: Endingen, Dielsdorf, Häfelfingen, Zunzgen, Hollwanger Hof, Kleinkems, Autechaux, La Balme and Menzenschwand (BECKER et al. 1984; MÜLLER et al. 1987; BECKER & WERNER 1995). These measurements were all taken in near-surface Jurassic limestones (< 10 m below

surface), except in Hollwanger Hof where Triassic limestones (Upper Muschelkalk) were investigated and in Menzenschwand where the measurement was taken in granite. Results give heterogeneous S_H -directions: E-W for Endingen, NW-SE for Dielsdorf, Zunzgen, Menzenschwanden and Autechaux, NNE-SSW for Häfelfingen, NE-SW for Hollwanger Hof and La Balme, N-S for Kleinkems.

Results from triaxial strain cell measurements

Triaxial strain cell measurements were taken in four quarries and one tunnel: Trept, Schönmatt, Bintal, Krunkebach and Sonnenberg tunnel (MÜLLER et al. 1987; BECKER & WERNER 1995). Measurements at the first three locations were completed in near-surface Jurassic limestones (< 25 m below surface). In Krunkebach, measurements were conducted in near-surface granite

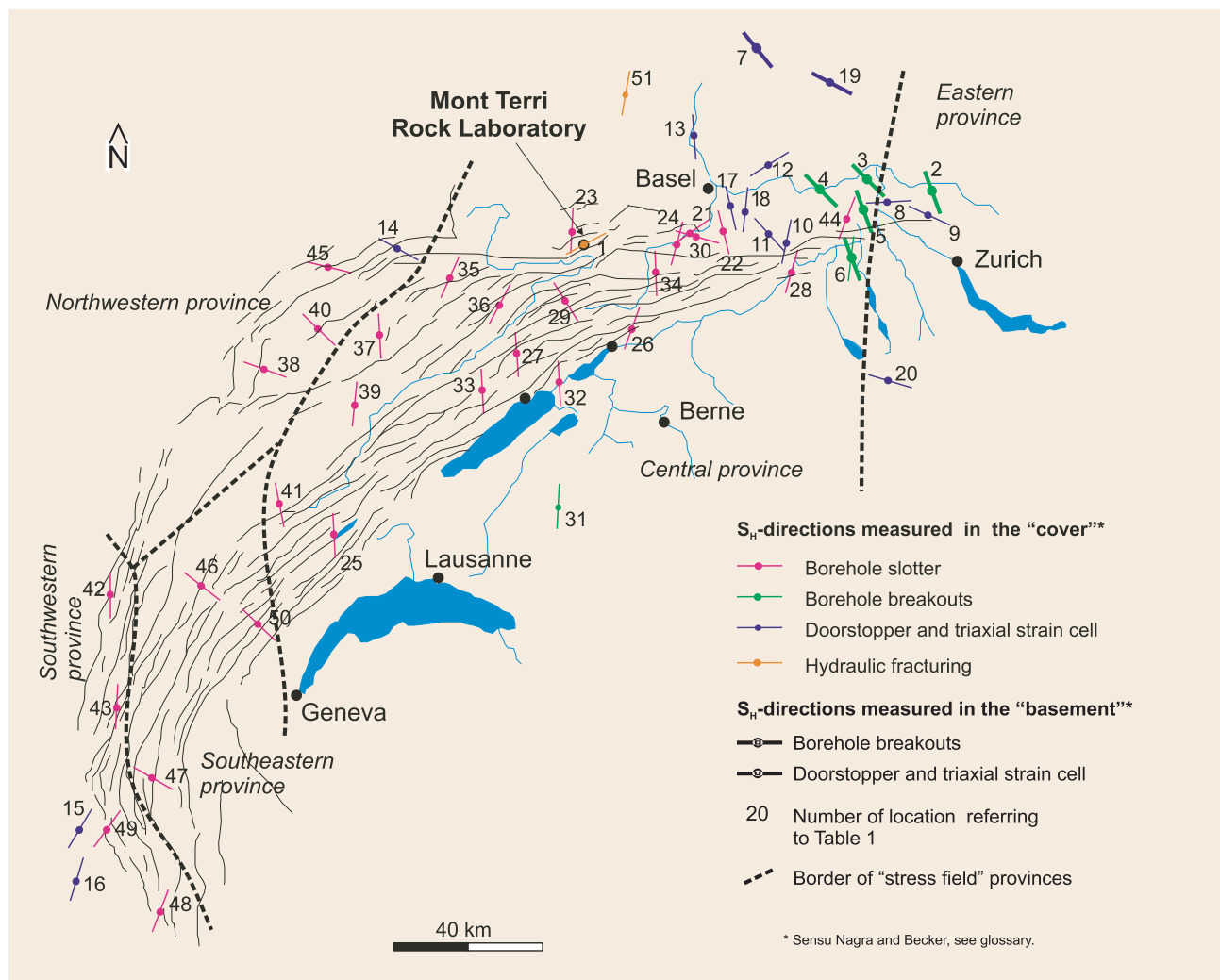


Figure 1: Recent maximum horizontal stress directions in the «basement» and the sedimentary «cover» of the Jura Mountains (sensu Nagra and Becker, see glossary). Data compiled from the literature (see also Table 1).

No	Test site	Technique	S _H -direction [°] B = «basement» * C = «cover» **	Geology	References
1	Mont Terri	Undercoring, hydraulic fracturing	C ENE- WSW	Opalinus Clay	BIGARRÉ & LIZEUR (1997) EVANS et al. (1999)
2	Weiach	Borehole breakouts	B 160±10	Entire stratigraphic sequence: from sedimentary cover to crystalline	BECKER et al. (1984)
3	Böttstein		B 135±10		BLÜMLING (1986)
4	Kaisten		B 135±10		MÜLLER et al. (1987)
5	Riniken		B 160±10		BECKER (1989)
6	Schafisheim		C 7±10 B 160±10		BECKER & WERNER (1995)
7	Menzenschwand	Doorstopper strain cell	B ~141	Granite	BECKER (2000)
8	Endingen		C 87±8	Jurassic limestones	MÜLLER et al. (1987)
9	Dielsdorf		C 115±6	Jurassic (Oxfordian) limestones	BECKER (1989) BECKER & WERNER (1995)
10	Häfelfingen		C 12±14	Jurassic (Bathonian) limestones	BECKER et al. (1984)
11	Zunzgen		C 138±12	Jurassic (Bajocian) limestones	BLÜMLING (1986)
12	Hollwanger Hof	Triaxial strain cell	C 58±31	Triassic limestones, Upper Muschelkalk	MÜLLER et al. (1987)
13	Kleinkems		C 176±13	Jurassic (Oxfordian-Rauracian) limestones	BECKER (1989) BECKER & WERNER (1995)
14	Autechaux		C 119±28	Jurassic (Oxfordian-Sequanian) limestones	BECKER & WERNER (1995)
15	La Balme		C 31±31	Jurassic (Bajocian) limestones	
16	Trept		C 17±22	Jurassic (Bajocian) limestones	MÜLLER et al. (1987) BECKER (1989) BECKER & WERNER (1995)
17	Schönstatt	C 167±2	Jurassic (Bajocian) limestones		
18	Bintal	C 6±31	Jurassic (Bajocian) limestones	BECKER (2000)	
19	Krunkelbach	Borehole slotter	B ~118	Granite	BECKER (1999; 2000)
20	Sonnenberg tunnel		C ~107	Sandstone	
21	Laufen 2		C 55±22	Jurassic (Oxfordian-Sequanian) limestones	
22	Seewen		C 166±21	Jurassic limestones, mainly in competent Dogger and Malm formations (no detailed information available)	
23	Courchavon		C 3±19		
24	Liesberg		C 15±25		
25	Le Sentier		C 177±17		
26	Vaufelin		C 20±19		
27	La Chaux-de-Fonds		C 176±16		
28	Olten		C 16±14		
29	Le Bémont		C 148±16		
30	Brislach		C 106±22		
31	Villarod		C 3±17		
32	Cornaux		C 177±23		
33	La Chaux-du-Milieu		C 177±10		
34	Courrendlin		C 178±19		
35	Sancey-le-Long		C 24±27		
36	Maïche		C 28±21		
37	Valdahon		C 177±13		
38	Samson		C 110±15		
39	Sombacour		C 6±15		
40	Mérey-sous-Montrod		C 134±24		
41	Bief-des-Maisons		C 169±20		
42	Véria		C 180±7		
43	Villette		C 3±18		
44	Linn		C 21±10		
45	Marchaux		C 104±14		
46	Meussia		C 128±19		
47	Hauteville		C 120±25		
48	Cordon		C 21±8		
49	Villebois		C 36±12		
50	Lamoura		C 134±11	Cretaceous limestones	
51	Wittelsheim	Hydraulic fracturing	C ~10	Evaporite	BECKER (2000)

*Sensu Nagra and Becker, «Grundgebirge». See glossary. **Sensu Nagra and Becker, «Deckgebirge». See glossary.

Table 1: Compilation of S_H-directions measured in the «basement» and the sedimentary «cover» of the Jura Mountains (sensu Nagra and Becker, see glossary). Based on literature survey (see references).

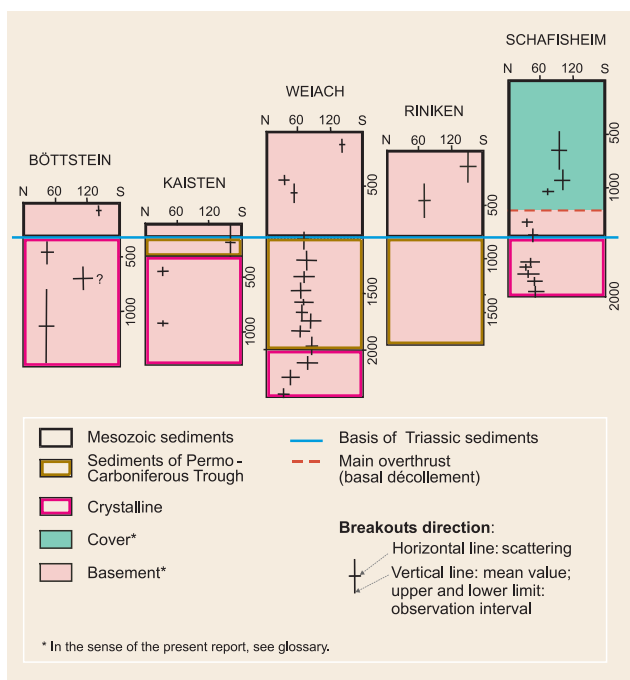


Figure 2: Average direction values of breakouts measured in five deep boreholes in the northern Jura Mountains and foreland, after MÜLLER et al. (1987), modified. Directions in [°].

(~5 m below surface), and in the Sonnenberg tunnel, sandstones were investigated. In Trept and Bintl, S_H shows a NNE-SSW direction. In Schönegg, a NNW-SSE S_H -direction was obtained. Both in Krunkelbach and the Sonnenberg tunnel, ESE-WNW S_H -directions were observed.

Results from borehole slotter measurements

BECKER (1999, 2000) recently published new stress data obtained with the borehole slotter method. All measurements, taken in boreholes, were conducted in near-surface (<17 m) limestones (mostly Jurassic limestones, Hauptrogenstein and one in Cretaceous Limestones at Lamoura). These data cover the entire Jura Mountains (Table 1 and Figure 1). BECKER (1999, 2000) recognised five stress field provinces based on similar S_H -directions (Figure 1). These are:

- A central province characterised by NNW-SSE to NNE-SSW S_H -directions. This province extends from the north of Basel to the Prealps front including the Rhine Graben and the Cantons of Basel, west part of Aargovia, Solothurn, Berne and Fribourg.
- An eastern province, showing E-W to NNW-SSE S_H -directions is located in the Canton of Zurich and north of it (Southern Germany) and in eastern Aargovia.

- A northwestern province located in France, north and south of Besançon shows similar S_H -directions as the eastern province, that is E-W to NNW-SSE.
- A small southeastern province, probably linked to the northwest province, and extending west of Geneva and further south to Aix-les-Bains is characterised by WNW-ESE to NW-SE S_H -directions.
- A small southwestern province extending from Véria to Cordon in France (i.e. from Nr. 42 to 48 in Figure 1 and Table 1). It shows NNW-SSE to NE-SW S_H -directions.

Results from hydraulic fracturing measurements

One hydraulic fracturing measurement was taken in evaporites located at Wittelsheim (CORNET & BURLET 1992; GLAWE & BLÜMLING 1997). Measurements were made in a borehole, at a depth of about 15 m below surface. S_H shows a NNE-SSW direction.

2.3 Published interpretations

The evolution and interpretation of the stress data between 1984 and 1999 is presented below. Only the major findings and interpretations of the published literature are presented.

1984 to 1988: «Decoupling of stress field»

BECKER et al. (1984), BLÜMLING (1986) and MÜLLER et al. (1987) carried out the main interpretations of stress measurements. The changing stress field along the Schafisheim borehole is interpreted as a decoupling of the stress field above and below the main overthrust (see Figure 2). It is speculated that the main overthrust, which lies in the Triassic evaporites, is still tectonically active.

Basically, there are two hypothesis to explain observed breakouts in the logged boreholes:

- 1) A rotation of the stress field across the border between «basement» and «cover» (sensu Nagra and Becker, see glossary) explains the observed direction changes of borehole breakouts. This stress rotation goes hand in hand with a decoupling of the stress field across this border. Regional structures such as the Bresse depression, the upper Rhine «Graben» and the Permo-Carboniferous trough, which lie close to the investigated boreholes, disturb the local stress field and are responsible for the decoupling. Not all authors support this first hypothesis.

- 2) A change of the breakout mechanisms is responsible for the differently oriented borehole breakouts along the boreholes (BECKER et al. 1984; BLÜMLING 1986; MÜLLER et al. 1987). In the near-surface rocks (< 300 m), the ratio S_H/S_h may become greater than 3, resulting in the generation of extensional cracks parallel to the S_H -direction. In deeper levels of the crust (> 300 m), the S_H/S_h ratio may become smaller and conjugate shear fractures in the S_h -direction may form in the borehole wall. Thus, near-surface breakouts have to be treated with caution when used for geological interpretations. All authors support this second hypothesis.

1989 to 1995: «Rotation of near-surface stresses»

Based on existing stress data available for the northern Jura Mountains and foreland (BECKER et al. 1984; BLÜMLING 1986; MÜLLER et al. 1987), BECKER (1989) and BECKER & WERNER (1995) still support the interpretation of stress decoupling between the «basement» and the «cover» (in the sense of Nagra and Becker, see glossary): fault plane solutions of earthquakes, as well as deep borehole breakouts, indicate a clear NW-SE S_H -direction within the «basement» (in the sense of Nagra and Becker, see glossary) in this region; near-surface measurements (120 doorstopper + 10 triaxial strain cell measurements) and near-surface breakouts show a stress field rotating from a N-S direction (north and east of Basel) to a NE-SW direction (north and west of Zürich). Please note that these shallow measurements and near-surface breakouts are not presented in Figure 1.

A new element of interpretation was introduced for a better understanding of the observations. This is the method of numerical modelling. BECKER (1989) established a mechanical model for the detached stress field in the northern Jura Mountains and foreland. The model confirms the above mentioned hypothesis of near-surface S_H -rotation. BECKER (1989) and BECKER & WERNER (1995) conclude that the decoupling of the stress field, observed in the northern Jura Mountains and foreland, is due to local stress concentrations produced by local geological features such as the offset of the main overthrust.

1996 to 2000: «Neotectonics»

Until 1995, stress data available for the Jura Mountains were mostly restricted to the northern Jura Mountains and foreland, where important local geological features influence the stress trajectories. New stress investigations done by BECKER (1999, 2000) completely cover the Jura Mountains.

The five stress provinces (see Figure 1) recognised by BECKER (1999, 2000) were compared with tectonic units (Folded Jura, Tabular Jura, Plateau Jura, Tertiary grabens, «basement»). Borders of provinces do not correspond to those of the tectonic units. This indicates that the paleostress field during the formation of the Jura thrust and fold belt (10 - 3 My), is not the same as the present stress field.

The five stress provinces were then compared to a paleostress map based on trends of fold axes and faults (LAUBSCHER 1972), horizontal stylolites (PLESSMANN 1972; MEIER 1984) and on calcite twins (TSCHANZ 1990; HINDLE 1997). Good correlations were observed only in the southeastern province and within some areas of the northern Jura Mountains. The non-matching stress/paleostress directions within the other regions again support the hypothesis that the paleo- and present stress field do not coincide.

Finally, the five stress provinces (near-surface stress data) were compared to fault plane solutions of earthquakes. Stress directions observed within the «basement» generally agree with those measured in near-surface rocks.

This new interpretation no longer supports the idea of decoupling of the stress between the «basement» and the «cover» (in the sense of the present report and in the sense of Nagra and BECKER, see glossary). BECKER (1999, 2000) concludes that a new stage of Jura tectonics, different from the «old» thin-skinned foreland fold-and-thrust belt of the Jura Mountains, has started. The neotectonic movements include the «basement» below the main overthrust and the sedimentary «cover» above it.

3 Derivation of the Primary Stress Field in the Mont Terri Rock Laboratory

Three methods are generally applied to derive directions and magnitudes of stresses. The first method consists of measuring strains in boreholes and calculating the corresponding stresses. This method requires a model of the rock behaviour, in general assumed to be the linear elastic law. The parameters which describe this model have to be derived separately, e.g. by rock mechanical laboratory tests. The borehole slotter technique and borehole undercoring belong to this first method. The second method consists of directly measuring stresses. Hydraulic fracturing is the best-known technique for making these measurements. The third method deals with rock-mechanical modelling. A whole variety of observations and measurements can be integrated and synthesised in a conceptual model. The modelling itself tries then to simulate the system by varying e.g. the stress field. Finally a best fit of a measured and a calculated system state (e.g. deformations along a borehole, convergences of tunnel wall during excavation, pore pressure changes) is obtained. Often, geological observations like small-scale mapping of unloading fractures or breakouts along boreholes, are available. These observations are quite valuable in deriving qualitative stresses (mainly directions) and in confirming or rejecting the findings of the quantitative stress measurements.

The following sections describe the methods that have been applied in the Mont Terri Rock Laboratory to derive and measure stresses and include results and interpretations of these tests. In the IS (in situ stress) experiment, different methods of stress measurement and stress derivation in argillaceous rocks were investigated. Techniques used in the IS experiment included the borehole slotter technique, the undercoring method and hydraulic fracturing (Chapters 3.1 – 3.3). A similar description is presented for geological observations carried out in the Mont Terri Rock Laboratory. Results and interpretations of small scale mapping during the excavation of the new niches, breakouts in differently-oriented boreholes and caliper logs from the FM-B (visualisation of flow paths) and BF (borehole fluid effects) experiments are presented in Chapter 3.4. Finally, the modelling results of the mine-by test (named ED-B experiment), carried out during the construction of the new gallery, are presented (Chapter 3.5).

3.1 The borehole slotter technique

Method

The borehole slotter technique is described in Bock (1986) and is based on the principle of stress release which occurs during and after the cutting of slots into a borehole wall with a pneumatically-driven saw. A strain gauge, which is installed near these slots, measures the tangential strain of the borehole wall. The theory of linear elasticity, in particular the Kirsch equation, is applied to calculate stresses from strain measurements. The general 3D stress state is determined by 2D strain measurements carried out in three independently-oriented boreholes. Therefore, three differently-oriented boreholes were drilled into the sandy facies of the IS niche (Figures 3 and 4). Borehole BIS-B1 was drilled horizontally, roughly parallel to the bedding strike direction. Borehole BIS-B2 was oriented downward, normal to the bedding planes, and borehole BIS-B3 lies in the bedding plane but normal to its strike direction. The sandy facies was chosen because it is less elastic than the shaly one.

Dilatometer tests were carried out close to the slots in each borehole in order to determine the necessary elastic parameters.

Results

The resulting stress directions and magnitudes are listed in Table 2 (p. 86-87). Values of elastic parameters from the dilatometer tests, as well as the stress axes and magnitudes, are given by COTTEUR et al. (1999). The bedding anisotropy is well-reflected in the Young's modulus: values normal to bedding vary between 2'200 and 2'600 MPa (mean: 2'400 MPa), whereas values parallel to bedding are about 3 times higher and vary between 6'400 and 7'000 MPa (mean: 6'700 MPa).

The calculated maximum principal stress axis σ_1 is oriented 181/46 (southward, with a dip angle of 46°). The intermediate principal stress, σ_2 , is oriented 74/16 (ENE, with a dip angle of 16°). The minimum principal stress σ_3 is oriented 330/40 (northwestwards, with a dip angle of 40°). When plotting the principal stresses in a stereonet together with the mean bedding plane orientation, it becomes clear that σ_1 and σ_2 are lying more or less in the bedding plane, whereas σ_3 is oriented normal to it. The magnitudes of σ_1 vary between 2.0 to 5.7 MPa with a best guess value of 3.1 MPa, and the values of σ_2 between 1.0 and 2.9 MPa (best guess of 1.6 MPa), whereas very low values for σ_3 have been found varying between 0.1 and 0.4 MPa (best guess of 0.15 MPa).

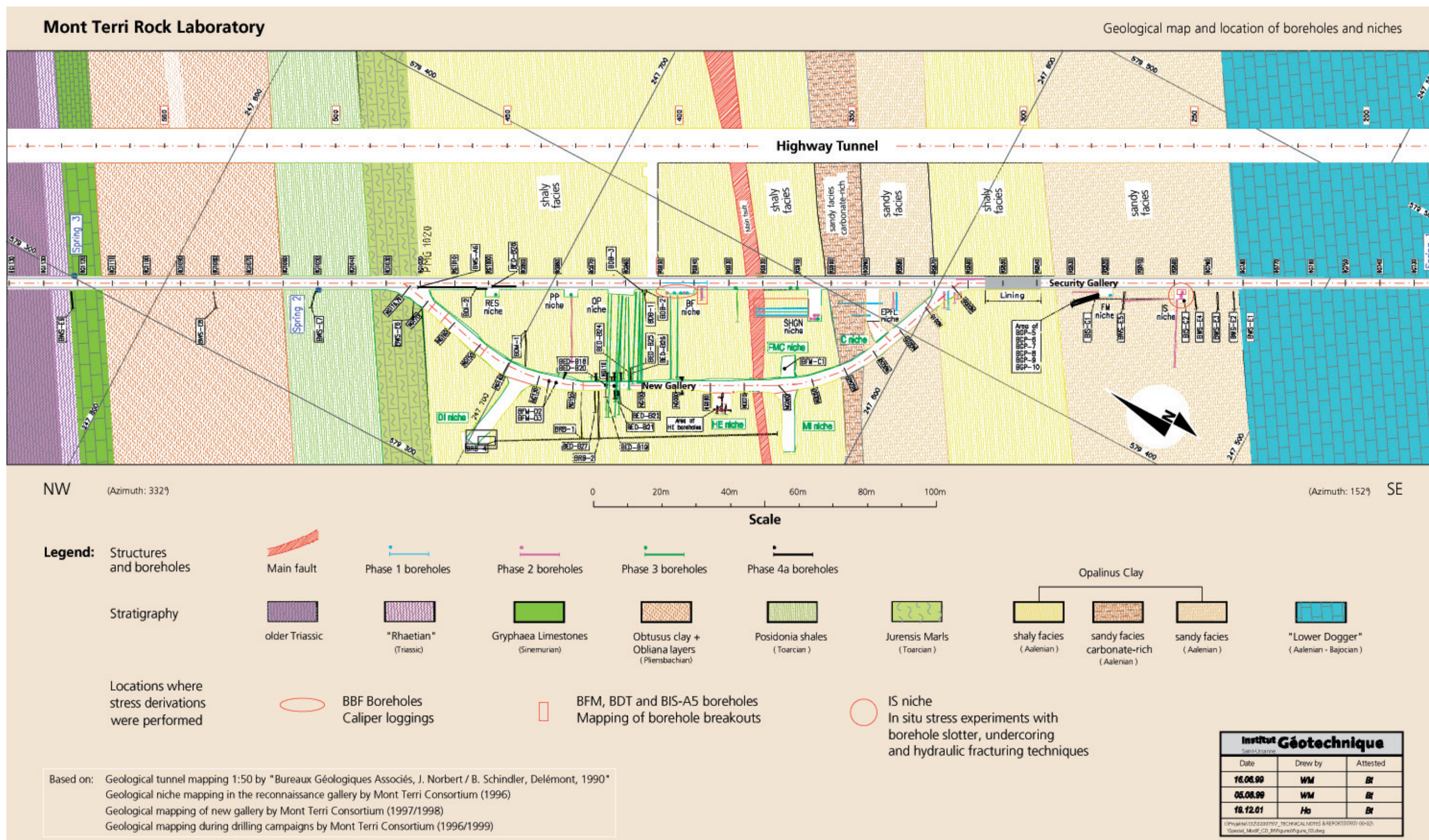


Figure 3: Geological map of the Mont Terri Rock Laboratory.

Interpretation

The stress directions derived from borehole slotting seem to be controlled by the fabric anisotropy, the bedding planes. The resulting calculated stress magnitudes are significantly lower than could be expected from the overburden pressures. There may be two reasons for these relatively low magnitudes: the Young's moduli obtained from the dilatometer tests are too low and/or the measured strains in the borehole wall cannot be explained with a linear-elastic rock material. Furthermore, the major stress release and the accompanying borehole wall deformations were almost completed when the slotter probe was introduced, thus only a small part of the elastic response could be measured, resulting in too small stresses. Finally, the too-high aspect ratio (see Glossary) of the maximum and minimum principal stresses ($\sigma_1/\sigma_3 \approx 20$) suggests that the derived stress magnitudes are not very reliable.

3.2 The undercoring technique

Method

As with the borehole slotter technique, overcoring and undercoring methods are based on measuring strains during a stress release event. In the IS experiment, only the undercoring method delivered reliable results. Thus, only the undercoring method is presented in the following. The overcoring method and results are not mentioned here. The undercoring method consists of drilling several boreholes around a future opening, such as a large diameter borehole or a small cavern. Then, strain gauges are installed at the bottom of these boreholes and the strains are recorded in the observation boreholes before, during and after the excavation work. Finally, a back-analysis procedure allows an estimation of the far-field stress pre-existing in the rock mass. The large set of strain data is statistically analysed and numerically simulated to give a best-fit solution for the stress conditions. The detailed procedure is described in BIGARRÉ & LIZEUR (1997). As with the borehole slotter technique, rock mechanical behaviour must be known (Young's modulus E , Poisson ratio ν and shear modulus G). In this case, these values were not derived from the in situ tests, but were prepared from independent rock-mechanical triaxial tests (confining pressure related to the lithostatic pressure) with the same material. These parameters cover only the elastic (non-plastic) part of an isotropic, transverse-behaving Opalinus Clay, which is the basic assumption of the method (isotropic transverse means, the parameters in the bedding plane are constant but different in a direction normal to it). In the IS niche, a total of five boreholes (BIS-A1/A2/A3/

A4 and A5) was drilled vertically downwards (Figures 3 and 4). First, four observation boreholes, A1-A4, were drilled, one in the centre and three lying in a circle with a radius of 600 mm and a distance of 120° from each other. At the bottom of these four boreholes, at a depth of 12 m, CSIRO-type Hi strain gauges were installed and connected to a permanent data acquisition system. Next, the 600 mm diameter borehole A5 was drilled in the centre of this borehole array to a depth of 13 m and the strains were recorded in the observation boreholes.

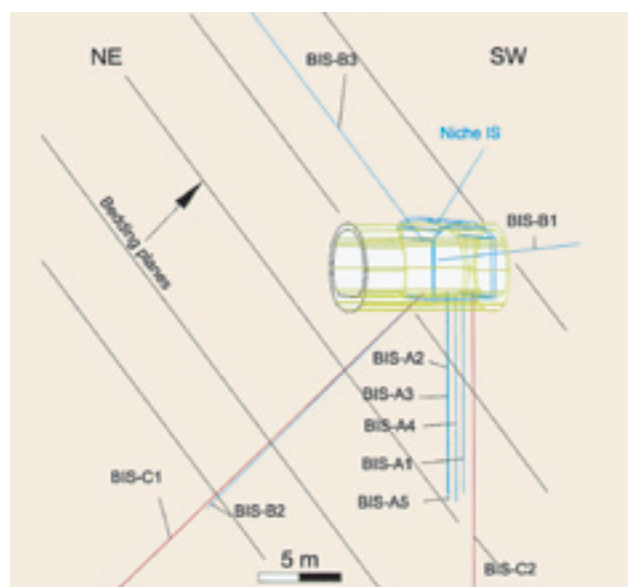


Figure 4: Location and arrangement of boreholes in the IS niche, where stress measurements were carried out.

Results

The resulting stress directions and magnitudes derived from the undercoring method are listed in Table 2 (p. 86-87). Values of elastic parameters from the rock-mechanical triaxial tests, as well as for the stress axes and magnitudes, are given by COTTUR et al. (1999). As with the borehole slotter method, the bedding anisotropy is well-reflected by the Young's modulus: values normal to bedding are about 4'700 MPa and values parallel to bedding about 15'100 MPa. In addition, Young's modulus values derived from (laboratory, short-term) rock-mechanical triaxial tests are usually higher than those derived from long-term dilatometer tests. A back calculation of all measured deformations from the CSIRO strain gauges was carried out. Starting from a full data set of 144 deformations, only 68 were finally considered, resulting in the following stress field: the maximum principal stress axis, σ_1 , is sub-vertical. The intermediate principal stress axis, σ_2 , is sub-horizontal but about normal to the tunnel axis (50° to NE). The

minimum principal stress axis, σ_3 , is sub-horizontal but subparallel to the tunnel axis (320° to NW). When plotting the principal stresses in a stereonet together with the bedding plane, it is apparent that only σ_2 lies in the bedding plane whereas the other two principal stress directions are oblique to it. The magnitudes of σ_1 vary between 6.5 and 8.0 MPa, the values of σ_2 between 4.0 and 5.5 MPa, and the values of σ_3 between 0.6 and 1.1 MPa.

Interpretation

The derived maximum principal stress fits well with the lithostatic pressure (overburden of about 250 m). The intermediate and minimum principal stresses do not coincide with the expected regional stress directions (i.e. S_H is $\pm N-S$). This might be explained by a perturbation of the regional stress field in the fold and thrust belt of the folded Jura (the Mont Terri Rock Laboratory is located in a thrust propagation fault, the southern limb of the Mont Terri anticline). This thrust-propagated fault is limited by the main overthrust, which is located at about 500 m below the rock laboratory. Below this overthrust, the regional stress field would be acting with S_H magnitudes $> S_V$ magnitudes. Finally, the stress magnitudes derived by the undercoring method seem to be, at least for the surroundings of the Mont Terri Rock Laboratory, more reliable than those derived from the borehole slotting technique, although the selection procedure of the deformation data sets (only 68 out of 144!) seems to be somewhat ambiguous.

3.3 Hydraulic fracturing

Method

The hydraulic fracturing method is described in HAIMSON & FAIRHURST (1967) and later in HICKMAN & ZOBACK (1983). Unlike the borehole slotter and undercoring methods, where stresses are calculated from strain measurements, the hydraulic fracturing technique measures stresses directly. In a packed-off borehole, the pressure is progressively raised by injecting a test fluid. The evolution of the pressure is monitored until a breakdown (rapid drop in pressure), due to the creation of an artificial fracture, is measured (Figure 5). This newly-formed fracture is then subjected to a series of re-openings while re-opening pressures are measured. Theoretically, both breakdown and re-opening pressures can be directly linked to directions and magnitudes of minimum and maximum principal stresses acting perpendicular to the borehole axis. The method requires that the borehole has a circular cross section, that the rock has linear elastic and isotropic behaviour, at least in the vicinity

of the test interval, and that one principal stress axis is parallel to the borehole axis. If these requirements are valid, then it can be assumed that the newly-formed fracture initiates axially, and that it propagates away from the borehole in the same plane as initiation occurs. The pressure tests are normally terminated with an impression packer survey to check the axial direction of the newly-formed fracture at least along the borehole wall.

In the Mont Terri Rock Laboratory, the hydraulic fracturing method was applied in the same geologic environment and in the same location as the borehole slotter and undercoring methods. This location corresponds to the IS niche lying in the sandy facies of the Opalinus Clay (Figure 4). Two boreholes were used: borehole BIS-C1, which is an extension of borehole BIS-B2 (borehole oriented normal to bedding, which was used for the borehole slotting tests; extension was drilled from 20 m to 31 m) and BIS-C2 which is a new vertical borehole with a length of 20 m. A total of five hydraulic fracturing tests was carried out, two in the BIS-C1 borehole and three in the BIS-C2 borehole. Each test was followed by an impression packer survey to derive the orientation of the new fracture. A detailed test description is given in EVANS et al. (1999).

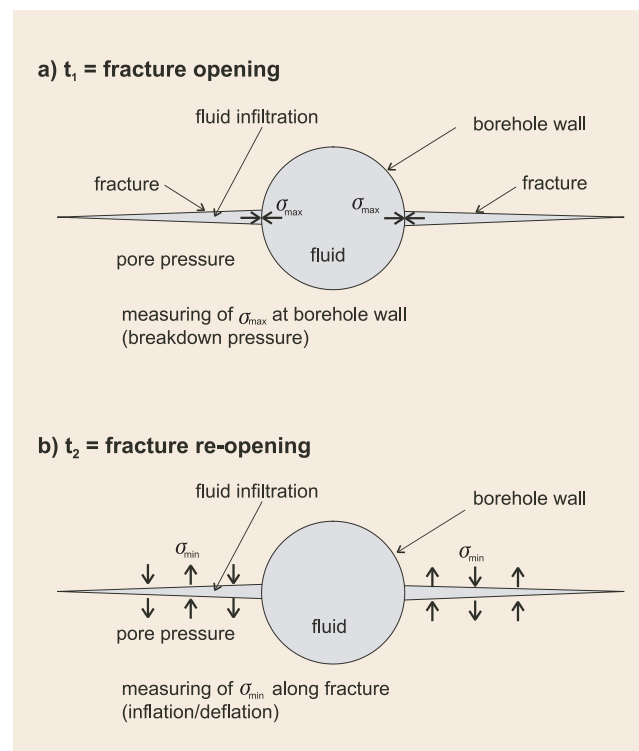


Figure 5: Hydraulic fracturing method: a) first fracture opening and b) fracture re-opening.

Results

The stress magnitude acting normal to the bedding plane was determined, which was about 4.2 MPa. It is important to mention that no newly-formed fractures which are oriented parallel to the borehole axis were observed on the impression packer. The observed new fractures were rather parallel to bedding and oblique to the borehole axis.

With a maximum principal stress σ_1 , which would be sub-vertical with a magnitude of 7 MPa (similar to the overburden pressure), the minimum principal stress would be NNW-SSE, parallel to the tunnel axis, and would have a magnitude of about 3 MPa. Then, the direction of the intermediate principal stress axis tends ENE-WSW, normal to the tunnel axis. No value could be derived for its magnitude.

Interpretation

The impression packer surveys showed that no fractures parallel to the borehole axis were formed. Most of the fractures were formed in the bedding planes. The assumption of mechanical isotropy is, therefore, clearly not valid in the Opalinus Clay. These fractures are perpendicular to the borehole axis (BIS-C1) or oblique to it (BIS-C2). Thus, the principal stresses could not be directly derived from the breakdown and re-opening pressures. However, a detailed analysis of the measurements, combined with a numerical modelling analysis (EVANS et al. 1999), led to the conclusion that the stress data set presented above is the most likely one, at least at the moment. Furthermore, the principal stresses derived by the hydraulic fracturing method are consistent with the stresses derived from the undercoring method, and further support the findings of the hydraulic fracturing.

3.4 Stress conditions from geological observations

Stress directions can also be determined from geological observations. New geological structures, induced by stress redistribution during and after an underground opening (excavation, borehole), give qualitative information on stress direction. They allow the confirmation or rejection of quantitative results obtained with the techniques described above.

Theoretically (BLÜMLING 1986; READ 1996), stress-induced structures observed on a 2D-section of an isotropic rock, give the direction of the minimum stress axis $\sigma_{\min}$, which is normal to the maximum one $\sigma_{\max}$ (Figure 6a). However, in anisotropic rocks like the Opalinus Clay, the mechanical strength anisotropy is expected to influence the formation of breakouts (Figures 6b).

In the Mont Terri Rock Laboratory, three types of geological observations were performed: small-scale mapping of niches, mapping of borehole walls with a borehole camera and mapping of borehole walls by caliper logging. The methods and results are described below.

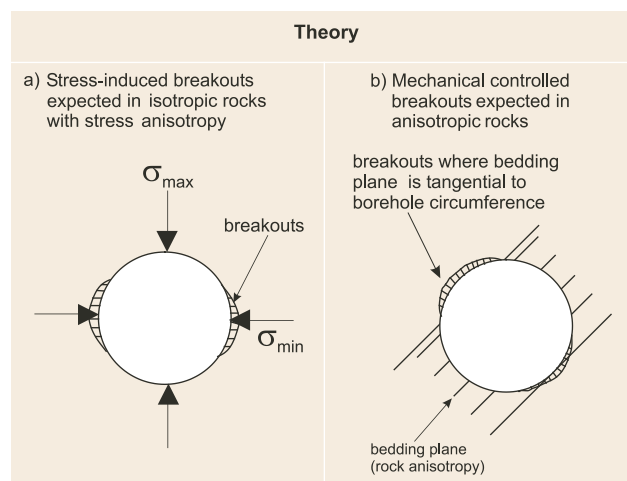


Figure 6: Borehole breakouts due to a) stress redistribution around borehole in isotropic rocks and b) anisotropic rock fabric such as the pronounced bedding planes.

3.4.1 Small-scale mapping of niche walls

Method

During and after the excavation of a gallery in the Opalinus Clay, an excavation disturbed zone (EDZ) developed in the wall of the tunnel because of the subsequent stress redistribution and the convergence of the tunnel wall. This led to the formation of an interconnected network of air-filled unloading fractures, where qualitative information on stress directions has been gained. In the Mont Terri Rock Laboratory, small-scale mapping of unloading fractures was performed in each newly excavated niche (BOSSART & ADLER 1999). Results are presented below.

Results

Unloading fractures mapped in eight niches of the security gallery of the Mont Terri Rock Laboratory are schematically shown in Figure 7. They consist of steeply-inclined extension joints and shear fractures which were formed by plastic deformation in the tunnel wall due to tunnel convergence. These joints and shear fractures extend about 2 m into the rock behind the tunnel wall, whereas the first 70 cm are characterised by air-filled interconnected fractures with high hydraulic permeability. This air-filled system is further characterized by

gypsum spots, formed on fracture surfaces which result from redox processes such as transformation of pyrite into gypsum.

Fractures mapped in the eight niches of the security gallery are sketched on the block model of Figure 7. From the geometry of these fractures, the major and minimum stress axis can be derived in a 2D-section normal to the tunnel axis: the major axis ($\sigma_{\max}$) is sub-vertical, whereas the minimum axis ($\sigma_{\min}$) strikes horizontally ENE-WSW, normal to the tunnel axis.

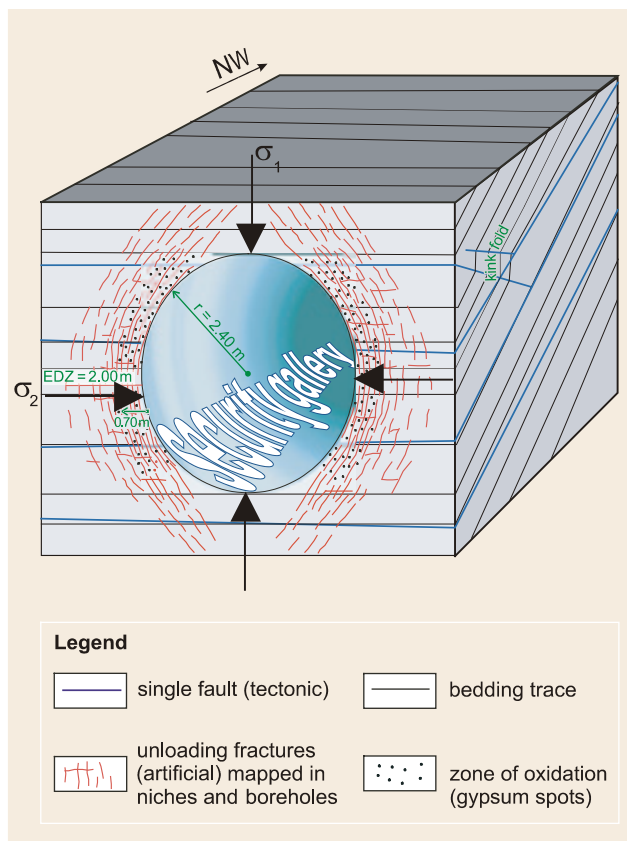


Figure 7: Block diagram presenting geometry of the excavation disturbed zone, after BOSSART & ADLER (1999).

Interpretation

Directions of $\sigma_{\max}$ (sub-vertical) and $\sigma_{\min}$ (horizontal, ENE-WSW), given by the small-scale mapping of unloading fractures, are consistent with those found using undercoring and hydraulic fracturing techniques, respectively σ_1 and σ_2 . The method of small-scale mapping is, however, limited to 2D-studies so that only side niches could be mapped. Therefore only $\sigma_{\max}$ and $\sigma_{\min}$ could be derived, while neither σ_1 and σ_3 nor 3D-principal stress directions could be obtained. No stress magnitudes are derivable from this method.

3.4.2 Borehole wall mapping with a borehole camera

Method

A second method to derive stresses from geological observations consists of mapping structures, mainly breakouts observed along borehole walls, with a borehole camera. After mapping, it is important to analyse the geometry and orientation of breakouts in order to determine the process which induced them. In theory, breakouts can be due to:

- Stress anisotropy causing stress-induced breakouts (see Glossary and Figure 6a). In the Mont Terri Rock Laboratory, a stress anisotropy was derived by undercoring, hydrofracturing and borehole slotter experiments (see Chapters 3.2 and 3.3).
- Rock anisotropy causing mechanically-induced breakouts (see Glossary and Figure 6b). In the Mont Terri Rock Laboratory, the rock anisotropy is related to bedding planes.

In anisotropic rocks, like in the Opalinus Clay of the Mont Terri Rock Laboratory, stress-induced breakouts depend on the angle between the rock anisotropy and the stress direction. On this basis, BLÜMLING (1986) calculated theoretical stress-induced breakouts for anisotropic rocks (Figure 8). Although this example belongs to a vertical borehole drilled in a fractured rock material (anisotropy is defined by fractures), a similar breakout geometry was also observed in boreholes of the Opalinus Clay (anisotropy defined by bedding planes), even in horizontal oriented boreholes. With the presently available data set on stress (anisotropy, directions, magnitudes of principal stresses) and rock anisotropy of the Opalinus Clay of the Mont Terri Rock Laboratory, it is possible to predict the expected direction of stress-induced breakouts (Figure 9) considering:

- Stress directions obtained with the hydraulic fracturing and undercoring methods described above: σ_1 sub-vertical, σ_2 sub-horizontal ENE-WSW oriented, σ_3 sub-horizontal NNW-SSE oriented. The magnitude of σ_1 is significantly higher than σ_3 ($\sigma_1 \gg \sigma_3$) and higher than σ_2 ($\sigma_1 > \sigma_2$).
- Rock anisotropy (bedding planes): azimuth and dip angle are around 160/45.

To simplify the description of breakout directions, sections normal to the borehole axis have been defined as follows (see Figure 10): in horizontal boreholes, the «top» of the borehole section is defined as 0°, and its «bottom» as 180°; in vertical boreholes, north is defined as 0° and south as 180° (see Figure 10). In this way, in a borehole horizontally drilled in a WSW-ENE direction (perpendicular to the security gallery), breakouts observed

at 90° and 270° have a NNW-SSE direction. Stress-induced breakouts expected in the Opalinus Clay are shown in Figure 9 for three preferential borehole directions:

- Boreholes parallel to bedding and perpendicular to the security gallery. The angle between σ_1 and the rock anisotropy (bedding) is about 45°. After BLÜMLING, 1986 (Figure 8c), stress-induced breakouts are expected around 90° and 270°.
- Sub-horizontal boreholes parallel to the security gallery. The angle between σ_1 and the rock anisotropy is 90°. After BLÜMLING 1986 (Figure 8 e + f), four zones showing stress-induced breakouts are expected around 45°, 135°, 225° and 315°.
- Vertical boreholes drilled downwards. The angle between S_H (in this case identical to σ_2) and the rock anisotropy is 0°. After BLÜMLING 1986 (Figure 8a), four zones showing stress-induced breakouts are expected around 50–60°, 140–150°, 230–240° and 320–330°.

In the Mont Terri Rock Laboratory, observed breakouts which fit the expected stress-induced breakouts of Figure 9 are considered as breakouts due to stress redistribution, whereas breakouts which do not fit with the expected stress-induced breakouts but show clear relations with bedding planes (e.g. bedding plane is tangential to circumference of borehole) are interpreted as mechanically-induced breakouts controlled by the strong rock anisotropy.

In the Mont Terri Rock Laboratory, walls of eight boreholes, each oriented in one of the three previous different directions, were mapped by the authors. Boreholes BFM-B4, BFM-B5, BFM-B6, BFM-B7 and BFM-B8 were horizontally drilled (for location see Figure 3), perpendicular to the axis of the security gallery and parallel to the bedding plane (ENE-WSW). They all have a depth of about 4 m. Boreholes BDT-1 and BDT-4 were drilled sub-horizontally and parallel to the security gallery (NNW-SSE). Although they were both drilled between 1996 and 1997 to a depth of 14 m, the present observation depth is shorter than 4 m because of borehole closure. Borehole BIS-A5, with a diameter of 600 mm, was vertically drilled downwards to about 13 m (BIS-A5 is the borehole used for the undercoring experiment, see Chapter 3.2). The comparison between effective breakouts mapped in the Opalinus Clay and expected stress-induced breakouts reveals interesting results.

Results

Results of borehole wall mapping with a borehole camera are shown in Figure 10 on 2D-sections normal to the borehole axis. In horizontal boreholes drilled parallel to bedding (Figure 10), three breakout directions were observed: the most frequent breakouts are localised at 135° and 315° (grey zones). They occur strictly where the bedding is tangential to the borehole circumference. These breakouts do not fit with the breakouts in Figure 9 and are thus related to mechanical breakouts

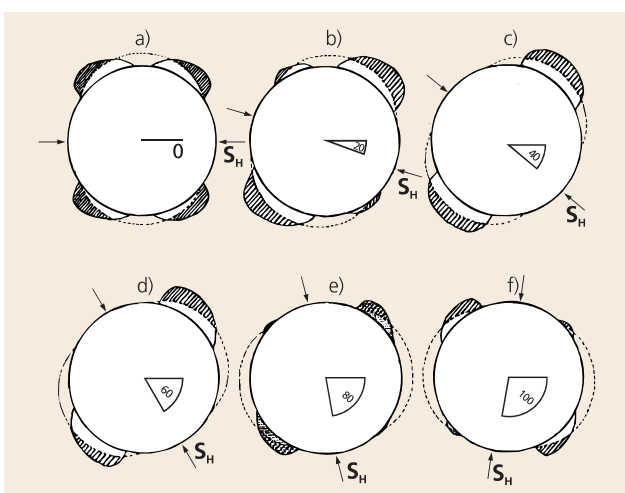


Figure 8: Calculated theoretical stress-induced breakouts for anisotropic rocks like the Opalinus Clay, in a vertical borehole (after BLÜMLING 1986). Hatched zones represent stress-induced breakouts expected in anisotropic rocks. Dashed lines represent stress-induced breakouts expected in isotropic rocks. Angle between the stress anisotropy (S_H -direction) and the material anisotropy (locations of reduced strength in the rock, e.g. a preferential direction of fractures or bedding planes) varies between 0° and 100°.

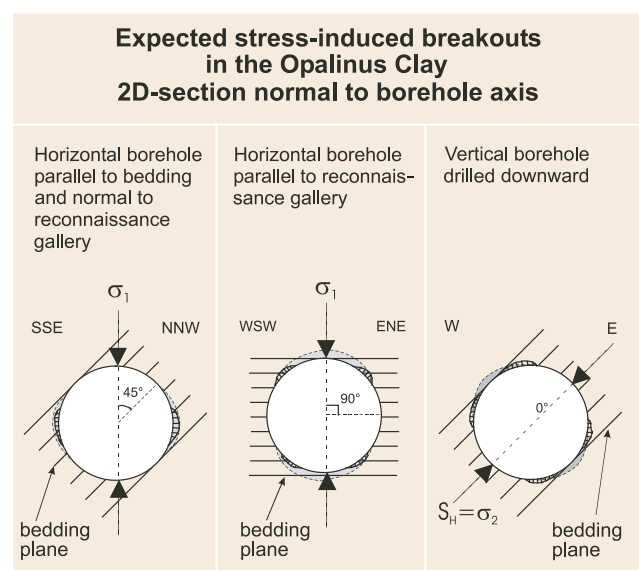


Figure 9: Expected stress-induced breakouts observed in the Opalinus Clay of the Mont Terri Rock Laboratory for three different borehole directions. Hatched zones represent stress-induced breakouts expected in anisotropic rocks. The grey zones represent stress-induced breakouts expected both in isotropic and anisotropic rocks.

due to clear strength anisotropy of the Opalinus Clay. The second set of breakout directions, less frequent and pronounced than the first one, is located at 90° and 270° (hatched zones). These breakouts fit well with the expected stress-induced breakouts (see Figure 9). Therefore, they are related to the stress anisotropy. The third type of breakout is observed on the «top» of borehole sections (0°) and only in the first metre from the borehole mouth. These breakouts seem to be directly related to the steeply-inclined unloading fractures of the excavation disturbed zone (superposition of excavation disturbed zone and borehole disturbed zone). In sub-horizontal boreholes, drilled parallel to the security gallery, three directions of breakouts were observed (Figure 10). The first two are located at 45° – 225° and 135° – 315° (hatched zones). Fitting well with the expected stress-induced breakouts (Figure 9), they are related to the stress anisotropy. The third type of breakout is observed on the «top» of borehole sections (0°) and only in the first metre from the borehole mouth (as for boreholes drilled parallel to bedding). These breakouts are also related to the excavation disturbed zone. In the vertical borehole drilled downwards, breakout zones were mapped around 160° and 340° (grey and hatched zones). In this case, breakouts reflect both the mechanical strength anisotropy and the stress anisotropy.

To summarise, three types of breakout were observed.

- Mechanically-induced breakouts, observed where the bedding is tangential to the borehole circumference, and which are related to the mechanical strength anisotropy of the Opalinus Clay. Statistically, they constitute about 75% of the breakouts.
- Stress-induced breakouts related to the stress anisotropy of the Opalinus Clay.
- Breakouts influenced by steeply-inclined unloading fractures of the excavation disturbed zone (EDZ). They are restricted to the first metre in the gallery wall.

Interpretation

Breakouts induced by three different factors were observed in the Opalinus Clay of the Mont Terri Rock Laboratory: mechanically-induced breakouts (mechanical strength anisotropy), stress-induced breakouts and breakouts influenced by fractures of the excavation disturbed zone. Mechanically-induced breakouts are much more frequent (75% of observed breakouts) than stress-induced breakouts.

The method to derive stress directions from borehole breakouts is mainly bound to 2D-observations (plane normal to borehole axis) and should be used with caution. Without supplementary information, it cannot be used to determine stress directions. It is, however, a

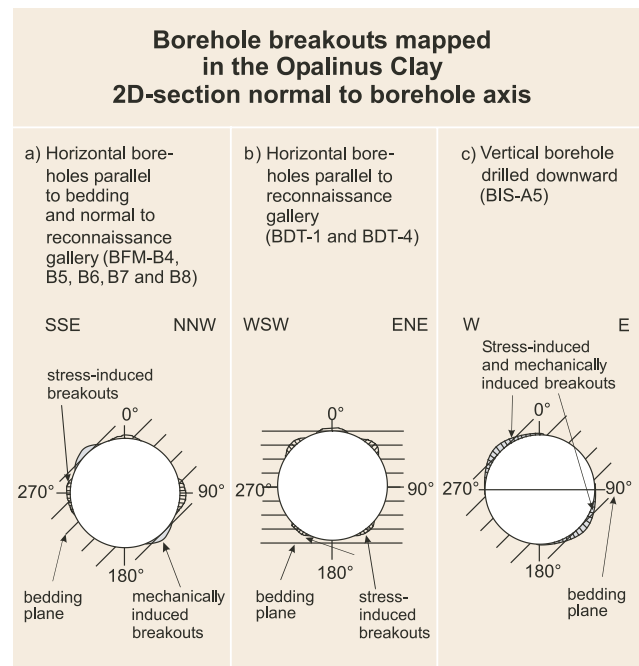


Figure 10: Borehole breakouts mapped in the Opalinus Clay. Hatched zones represent stress-induced breakouts, whereas grey zones represent mechanically-induced breakouts: a) horizontal borehole parallel to bedding strike and normal to tunnel axis, b) horizontal borehole parallel to tunnel axis, c) vertical, downwards directed borehole.

good qualitative method to confirm or reject findings of quantitative stress measurements obtained with other techniques such as undercoring, hydraulic fracturing and borehole slotter methods.

Stress-induced breakouts observed in the Opalinus Clay of the Mont Terri Rock Laboratory confirm the sub-vertical direction of σ_1 found with hydraulic fracturing and undercoring methods. The two other stress axes, σ_2 and σ_3 , are oriented sub-horizontally. The most plausible direction for σ_3 is an orientation parallel to the gallery (NNW-SSE). Then σ_2 lies normal to the gallery. For a better interpretation of stress-induced breakouts in the Opalinus Clay of the Mont Terri Rock Laboratory, observation of the borehole breakouts should be made just after drilling in differently directed boreholes. Of special interest are horizontal boreholes drilled within the bedding plane towards WSW-ENE. In these boreholes, breakouts due to mechanical strength anisotropy are expected to be observed, where bedding is tangent to the borehole circumference. These locations do not coincide with the expected locations of stress-induced breakouts. Therefore, the identification of mechanically or stress-induced breakouts can best be done in boreholes drilled parallel to bedding strike. The situation is different in vertical boreholes, where no stress direction can be clearly derived because the effect of mechanical strength anisotropy overlaps that of the stress anisotropy.

3.4.3 Mapping of breakouts by caliper logging

Method

A second way to localise stress-induced breakouts is to perform oriented caliper logging. This method consists of measuring the geometry of a borehole with a four-arm caliper instrument. The four arms are arranged in an orthogonal position. Before starting the measurements, arm 1 is oriented towards magnetic north. Starting usually from the bottom of the borehole, the rotating caliper instrument is slowly pulled out and the diameter of the borehole is scanned.

In the Mont Terri Rock Laboratory, caliper logs were performed in the BF experiment where the stability of boreholes, containing different borehole fluids, was observed over extended time periods. Three boreholes were vertically drilled in the BF niche (see Figure 3). Both unoriented and oriented caliper logs were made (MÖRI & BOSSART 1996; MÖRI et al. 1997; MÖRI et al. 1998). Some selected results of caliper logs are presented below.

Results

Figure 11 shows the caliper log of BBF-2, a borehole initially filled with deionised water that developed large breakouts (swelling capacity is high in a borehole containing deionised water). The first two columns represent for each arm the radius of the BBF-2 borehole measured the 14.08.98. The three columns on the right are a compilation of diameter measurements (arm 1 & 3 and 2 & 4) realised at different dates (29.02.96, 15.04.97, 15.05.98, 14.08.98). Note in each column the parallelism between curves.

The third column of Figure 11 shows the direction of arm 1 during the last logging (0 – 360°). Note its stabilisation between 4 and 10 m. BIP logging (borehole imaging processing) performed by CORE Ltd. (USA) in 1998 showed that the borehole geometry (section) had been deformed from a circle to a wedge shape, preventing arms from turning. Arm 1 was trapped in the wedge showing an average direction of N70°E. The bigger caliper undulations (breakouts) are located along the arms 2 & 4 axes which are located at 90° from arm 1, that is NNW-SSE. In summary (see Table 2), all the caliper logs of BBF-1, BBF-2 and BBF-3 give a general NW-SE direction for breakouts (ALBERT et al., 1998).

Interpretation

The derivation of stress directions by caliper logging in fluid-filled boreholes has to be treated with caution. The softening of the borehole wall may guide subsequent caliper logs and even provoke breakouts. Each time during caliper logging in BBF boreholes, the 4 caliper arms were trapped in the same paths and grooved

the paths deeper and deeper. Furthermore, the previous chapter (3.4.2, Borehole wall mapping with a borehole camera) showed that breakouts mapped in vertical boreholes of the Opalinus Clay should not be used to derive stress directions because the effect of the rock anisotropy overlaps that of the stress anisotropy. Thus, no valuable information on stress direction is derivable from caliper logging performed in the Opalinus Clay. Vertical boreholes should be used with caution when deriving stresses from borehole breakouts.

3.5 Stress conditions from rock-mechanical modelling

Method

The excavation of the new gallery of the Mont Terri Rock Laboratory in 1997/1998 was monitored in about 12 boreholes, which were drilled from the security gallery into the target area of the new gallery (see Figure 3, Phase 3 boreholes). These boreholes were instrumented to measure deformations and pore pressures before, during and after the excavation of the new gallery, hence the response to excavation could be fully tracked. Additionally, convergence measurements in the new gallery were carried out at different times after completion of the excavation.

The elastic response of each equipped location was calculated with the boundary element code EXAMINE 3D (MARTIN & LANYON 2003). The idea was to find an initial stress tensor which fits the measured and calculated deformations and convergences during the subsequent excavation of the new gallery and which was also able to simulate the secondary stress field around the new galleries (stress re-distributions). Also integrated in this modelling are observations from borehole breakouts and the changing pore water pressures during excavation.

EXAMINE 3D is a code taking only the elastic deformations into account. The plastic deformations were not considered. However, the calculations with EXAMINE 3D demonstrated that it is possible to distinguish between elastic and plastic deformations during the excavations.

Results

The main result is an initial stress tensor, which can be used to model the system behaviour during the excavation of the new gallery. This stress tensor, recommended by MARTIN & LANYON (2003) is the following: the maximum principal stress axis, σ_1 , is sub-vertical oriented (azimuth of 210° and dip of 70°) and its magnitude varies between 6 and 7 MPa. The intermediate principal stress axis, σ_2 , lies subparallel to the tunnel axis (azi-

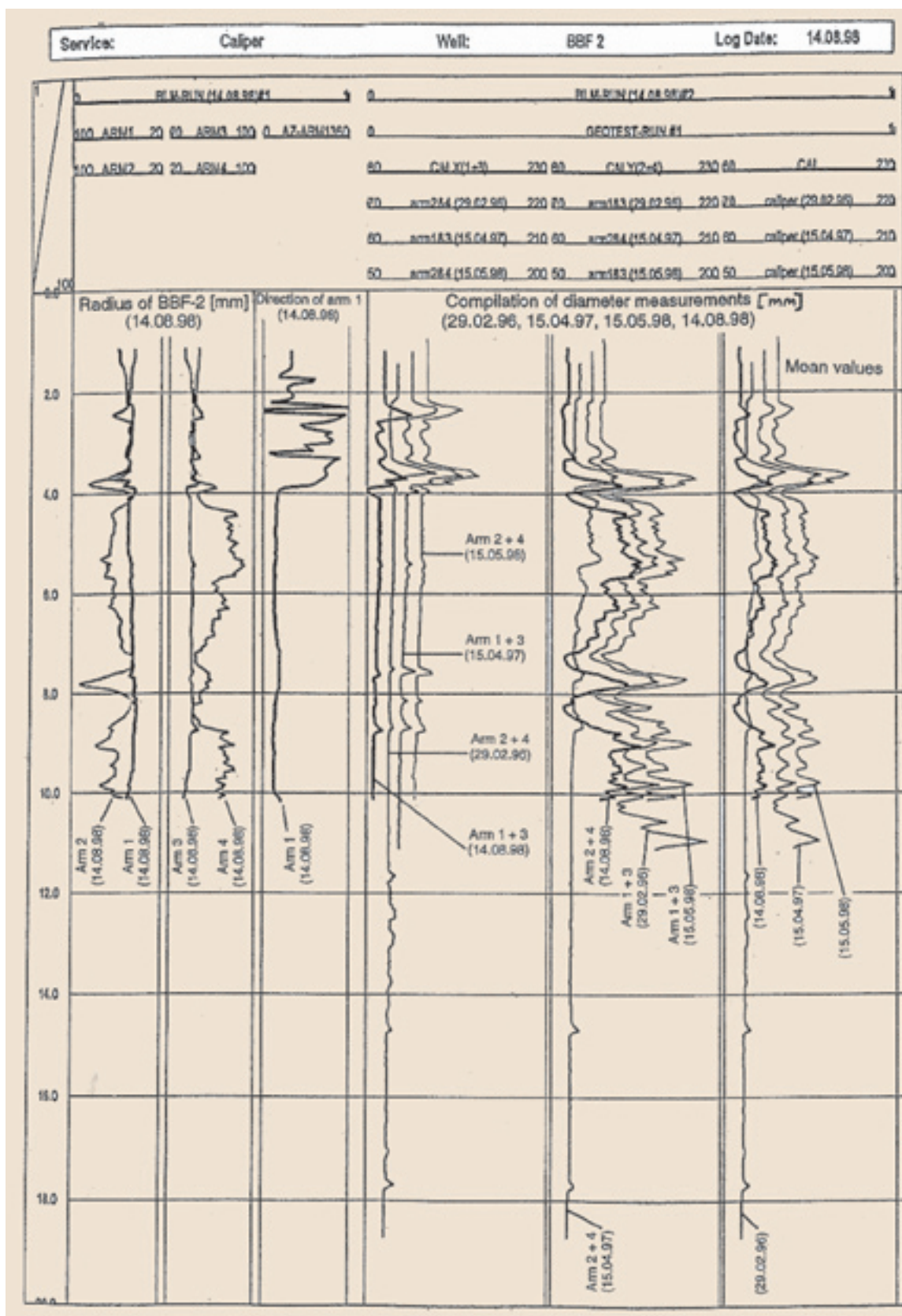


Figure 11: Caliper logs in the fluid-filled borehole BBF-2, niche BF – facsimile of field record (for location see Figure 3).

imuth of 320° and dip of 7°) and its magnitude varies between 4 and 5 MPa. The minimum principal stress axis, σ_3 , is oriented sub-horizontally too, but lies normal to the tunnel axis (azimuth of 52° and dip of 18°) with a magnitude varying between 0.6 and 2 MPa. It is interesting to note that the direction of this new stress tensor is not equal to that derived from the previous methods: the σ_2 and σ_3 directions are opposite to those derived from the undercoring and hydraulic fracturing methods. On the other hand, the direction of σ_1 and the stress magnitudes are comparable and are in the same ranges.

Interpretation

The stress tensor derived from the 3D modelling provides a good agreement of observations and calculations, e.g. measured and simulated deformations along boreholes during the excavation of the new gallery. However, the problem of this suggested stress tensor is the low magnitude of the minimum principal stress σ_3 . This results in rather high stress ratios of σ_1 and σ_3 , varying between 3 and almost 12. Such high stress ratios could provoke tension fractures around boreholes, where the tensile strength of the Opalinus Clay is exceeded. Furthermore, effective minimum principal stresses would be negative, since undisturbed pore pressures (not influenced by the tunnel pressure sink) are in the order of 2 MPa. Thus the minimum principal stress σ_3 seems not to be well constrained.

		Elastic parameters				Stress Axis Orientations derived from breakouts (2-dimensional)			
Method	Reference	Young's Modulus E [GPa]		Poisson's Ratio ν		Method (E, ν)	Azimuth/ dip angle	Azimuth/ dip angle	
		E ₂ = E ₃ Parallel to bedding	E ₁ Normal to bedding	ν_{12} = ν_{13} Parallel to bedding	ν_{23} Normal to bedding		$\sigma_{\max}$	$\sigma_{\min}$	
Borehole slotter	BÜHLER (1997) RUMMEL et al. (1998a, b, c) COTTOUR et al. (1999)	6.7	2.4	0.35	0.35	Dilato- meter			
Undercoring	BIGARRÉ & LIZEUR (1997) HOMMAND et al. (1997) COTTOUR et al. (1999)	15.1	4.7	0.12	0.36	Laboratory tests			
Hydraulic fracturing	EVANS et al. (1999) HICKMAN & ZOBACK (1983) HAIMSON & FAIRHURST (1967) BÜHLER (1997)								
Small scale mapping of newly excavated side niches	BOSSART & ADLER (1999)						Sub- vertical	Normal to tunnel axis. Subhorizontal	
Mapping bore- hole breakouts	Horizontal boreholes normal to tunnel axis	WERMEILLE & BOSSART, present report					Vertical	NNW-SSE	
	Horizontal boreholes parallel to tunnel axis						Vertical	WSW-ENE	
	Vertical borehole drilled downward (60 cm diam.)						WSW-ENE Sub- horizontal	NNW-SSE Sub- horizontal	
Oriented caliper logging	ALBERT et al. (1998), MÖRI & BOSSART (1996), MÖRI et al. (1997), MÖRI et al. (1998)						SW-NE Sub- horizontal	NW-SE Sub- horizontal	
Rock mechanical modelling	MARTIN & LANYON (2003)								

Table 2: Compilation of available stress measurements and modelling performed in the Opalinus Clay of the Mont Terri Rock Laboratory.

3.6 The primary stress field at Mont Terri

In general, it is difficult to determine the stress field in an argillaceous formation with a pronounced bedding anisotropy. At Mont Terri, several techniques such as borehole slotter, undercoring and hydrofracturing were used to determine the orientations and magnitudes of the far-field stresses (initial stress field). A rock-mechanical modelling was carried out with the aim to integrate static and dynamic observations and measurements from in-situ experiments. All these results from in situ tests and the modelling are now compiled in Table 2, which gives mainly an overview of the best estimates of magnitudes and orientations of principal stresses. The only well constrained result obtained so far is the

stress component of 4.2 MPa normal to the bedding planes. This stress component, which is not a principal stress component, was derived using the hydrofracturing technique. Also satisfactorily constrained is the orientation and magnitude of the maximum principal stress σ_1 . All methods (except the borehole slotter method) suggest that the maximum principal stress direction σ_1 is subvertically oriented, with magnitudes of 6 to 8 MPa reflecting the overburden pressure. Less constrained are the orientations and magnitudes of the intermediate and minimum principal stresses σ_2 and σ_3 . The findings from the rock mechanical modelling are e.g. in contradiction with the results from the undercoring and the hydraulic fracturing method, when the directions of σ_2 and σ_3 are compared (see Table 1 and

Magnitudes and Orientations of Principal Stresses (3-dimensional)							
	σ_1 [MPa]	σ_2 [MPa]	σ_3 [MPa]	Azimuth/ dip angle σ_1 [...°/...°]	Azimuth/ dip angle σ_2 [...°/...°]	Azimuth/ dip angle σ_3 [...°/...°]	Remarks
	3.1	1.6	0.15	181/46	74/16	330/40	Opalinus Clay behaves as a transverse isotropic rock. Values of elasticity modules in the bedding plane are identical ($E_2=E_3$), but not equal to the value normal to bedding plane (E_1). The same is true for the Poisson Ratio values.
							- Linear elastic material - Anisotropy is not considered - Dry boreholes - Stresses are calculated σ_1 and σ_2 in bedding plane
	6.5 – 8.0	4.0 – 5.5	0.6 – 1.1	Sub-vertical	50° to NE (± normal to tunnel axis) Sub-horizontal	320° to NW (± parallel to tunnel axis) Sub-horizontal	- Linear elastic material - Anisotropy is considered - Dry boreholes - Stresses are calculated - Same result as hydraulic fracturing
	7.0	$3 < \sigma_2 < 7$ σ normal to bedding = 4.2	3	Sub-vertical	WSW-ENE (normal to tunnel axis) Sub-horizontal	NNW-SSE (parallel to tunnel axis) Sub-horizontal	- Assumes linear elastic material (not valid at Mont Terri) - Borehole filled with fluid - Stresses are measured - Hydrofrac parallel to borehole axis not observed - Always fracturing parallel bedding
							Method mainly bound to a 2D-case.
							This method is bound to 2D-case.
							- Stress-induced breakouts in horizontal boreholes and can be often distinguished from mechanically breakouts. - Stress induced breakouts are difficult to distinguish from mechanically induced breakouts in vertical boreholes.
							Breakouts obtained from vertical boreholes should be used with caution to derive stress directions. Mechanical breakouts (e.g. bedding parallel slip) are difficult to distinguish from stress-induced breakouts.
	6 – 7	4 – 5	0.6 – 2	210/70	320/07	52/18	Elastic modelling with EXAMINE 3D, taking into account deformation measurements in boreholes and tunnel convergences of the ED-B mine-by test.

Figure 1). On the other hand, all methods suggest a rather low σ_3 -magnitude, indicating a value less than 2 MPa. Pore pressures, which are not influenced by the tunnel sink, are also in the order of 2 MPa. This would result in an effective minimum principal stress σ_3' which is negative, indicating a tensile stress field at Mont Terri. So far, there are no observations and measurements supporting such an initial tensile stress field at Mont Terri. Thus it is not recommended to use an initial stress tensor with a σ_3 -magnitude less than the pore pressure.

Finally, taking into account all the results of the modelling exercise and part of undercoring and hydraulic fracturing method, we recommend the following stress data set to be used as an initial stress tensor:

σ_1 : Magnitude range of 6-7 MPa, Azimuth 210°, dip 70°,

σ_2 : Magnitude range of 4-5 MPa, Azimuth 320°, dip 10° (~parallel to tunnel),

σ_3 : Magnitude range of 2-3 MPa, Azimuth 50°, dip 20° (~normal to tunnel).

When taking into account the observations of the mapping of newly excavated side niches and the observed borehole breakouts, together with the undercoring and hydraulic fracturing method, then the following stress directions are recommended (please note that borehole breakouts don't reveal stress magnitudes):

σ_1 : vertically directed,

σ_2 : horizontal, SW-NE directed (~normal to tunnel),

σ_3 : horizontal, NW-SE directed (~parallel to tunnel).

Thus the azimuths and dips of σ_2 and σ_3 of the initial stress tensor may be exchanged. It seems that the magnitudes of the stress tensor are better constrained than its directions.

With this initial stress tensor, the altered (secondary) stress field around the underground openings in the Mont Terri Rock Laboratory can be estimated using analytical solutions or numerical models. In the new NW-SE directed gallery, the tangential stresses are highest in the tunnel walls exceeding the peak strength of the Opalinus Clay (triaxial laboratory tests suggest a Mohr-Coulomb envelope with an effective cohesion c_z' of 2.2 MPa and an effective angle of internal friction ϕ_z' of 25° [Bock 2001]), leading to an excavation disturbed zone as described in Figure 7. At the ceiling and floor of the tunnel, reactivation of the bedding planes was observed, with indication of shear movements on the planes. This is explained by the lower compressive strengths of the bedding planes ($c_z' = 1$ MPa and $\phi_z' = 23^\circ$ [Bock 2001]).

Due to the high mechanical anisotropy of the Opalinus Clay, which is mainly defined by the bedding planes, borehole breakouts should be used with caution to derive stress directions, e.g. minimum and maximum directions in a 2D-section. The borehole breakouts indicate rather mechanical strength anisotropy than stress anisotropy. On the other hand, some cases exist where breakouts along the borehole wall could be clearly related to the minimum stress direction. Good candidates for such observations are boreholes drilled in a horizontal direction (the plane normal to the borehole axis contains σ_1 leading to high aspect ratios with σ_3 or σ_2). Thus the most prominent stress-induced borehole breakouts are expected to be observed in such boreholes). However, such a distinction of stress-induced or mechanically-induced breakouts is only meaningful if the stress directions are already known, at least in rocks containing a pronounced fabric anisotropy such as the Opalinus Clay.

4 Conclusions and Recommendations

- A whole variety of stress measurements derived by different methods in different formations and tectonic units and which were sampled at different depths are available in the Jura Mountains. These data were compiled in this report, but a common interpretation of these data is not available yet and different ideas of different authors exist (e.g. use of near-surface data for regional geological interpretation). A nice and rather clear example originates from the Schafisheim borehole drilled by Nagra in north of Switzerland, where a decoupling of the stress field across the main overthrust in the Triassic evaporites could be demonstrated. The present-day stress field is not a simple one, especially as far as its directions are concerned. Five stress provinces with diverging directions describe in the best way the present stress field in the Jura Mountains.
- Although principal stresses were not directly measurable in the Opalinus Clay of the Mont Terri Rock Laboratory, even by the hydraulic fracturing method, a most likely stress data set could be derived and is now available. Directions and magnitudes of the principal stresses are:
 - σ_1 : Magnitude range of 6–7 MPa, sub-vertically directed with an azimuth of 210° and dip of 70° .
 - σ_2 : Magnitude range of 4–5 MPa, sub-horizontally directed with an azimuth of 320° and dip of 10° . This intermediate principal stress is oriented sub-parallel to the main galleries and tunnels at Mont Terri.
 - σ_3 : Magnitude range of 2–3 MPa, sub-horizontally directed with an azimuth of 50° and dip of 20° . This minimum principal stress is oriented more or less normal to the main galleries and tunnels at Mont Terri.The magnitudes of these principal stresses are better constrained than the corresponding directions, especially those of σ_2 and σ_3 . These intermediate and minor stress directions are not definite and may be also exchanged.
- The local stress field in the Opalinus Clay of the Mont Terri Rock Laboratory, which lies in the southern limb of the Mont Terri anticline, does not coincide with the expected regional stress field. The local maximum principal stress is sub-vertically oriented and doesn't coincide with the expected regional NW-SE directed principal stress direction. One possible reason could be that the main overthrust, which is located below the Mont Terri Rock Laboratory in the Triassic evaporites, acts as a decoupling horizon.
- The method to derive stress directions from borehole breakouts in the Opalinus Clay should be used with caution. About $\frac{3}{4}$ of these structures could be attributed to mechanical strength anisotropy and only $\frac{1}{4}$ may be linked to real stress anisotropy and redistribution of stresses. This ratio of three may be even higher in the shaly facies of the Opalinus Clay, where the fabric anisotropy is more strongly developed than in the sandy facies.
- Small-scale mapping of unloading fractures in the excavation disturbed zone, in newly-excavated niches and galleries, could be used to trace the stress re-distribution around these openings and thus to derive principal stress directions. This method is mainly bound to a 2D-case. 3D-principal stress directions are difficult to obtain. No stress magnitudes are derivable from small-scale mappings.
- It is recommended to use stress derivation methods that take plastic deformations in the Opalinus Clay into account (e.g. plastic deformations in the borehole wall during and just after drilling). Furthermore, the hydraulic fracturing method should be repeated in the shaly facies, but with a hydrocarbon based fracturing fluid. Such a fluid avoids swelling and fracture impressions would be possible.
- To better interpret borehole breakouts in the Opalinus Clay (is it an effect of mechanical strength isotropy or a matter of stress anisotropy and stress re-distribution? What is the role of the air humidity?), observations of such deformations should be made in systematically drilled and differently directed boreholes: e.g. two boreholes lying in the bedding plane (one of which is parallel to bedding strike and the other normal to the strike direction) and one borehole normal to the bedding plane. The temporal evolution and propagation of breakouts could be studied by drilling different sets of boreholes at different times, and by exhibiting these boreholes to different tunnel climates (e.g. ventilated and non-ventilated boreholes). Measurements and observations should be carried out with a BIP (Borehole Imaging Processing) camera, where breakouts are identifiable, mapped and oriented. Measurements (borehole wall mapping) should be carried out immediately after drilling and repeated regularly in order to distinguish between stress induced and fabric induced breakouts. Caliper logs should not be used anymore because they mechanically affect the smooth borehole wall during logging.

Acknowledgements

- Rock-mechanical modelling should be continued and intensified, using also codes where inelastic material laws are implemented and thus plastic deformations can be handled. Furthermore, effective stress concepts should be introduced, where e.g. also pore pressure changes during an excavation are considered (hydro-mechanical coupling). Finally, future modelling studies should consider different tunnel climates and water contents of the surrounding rock, since rock-mechanical properties of Opalinus Clay are largely dependant on the saturation state of the rock.

We would like to thank J.-P. Tripet, M. Thury and P. Heitzmann of the Federal Office for Water and Geology who initiated this study and were open to many fruitful discussions and suggestions.

We also are grateful for valuable guidance and numerous suggestions from the following reviewers: C. Bauer (ANDRA), W.H. Müller (NAGRA), J.-P. Tripet (FOWG) and P. Heitzmann (FOWG). We would like to thank A. Becker (Institute of Geophysics, ETHZ) for his precious informations and efficient collaboration. We also thank H. Steiger from the site support of the Mont Terri Rock Laboratory, who gave us a hand during the mapping of borehole breakouts with the video camera. Last but not least we would like to thank B. Pearson and F. Haug who made all the English corrections.

References

- ALBERT, W., LUX, K.N., STUMP, U. & KAUFMANN, A. (1998): BF experiment: Oriented caliper logging and spectral gamma ray logging in boreholes BBF.1/2/3. – Mont Terri tech. Note TN 98-59 (internal report), Federal Office for Water and Geology, Bern-Ittigen, Switzerland.
- BECKER, A., BLÜMLING, P. & MÜLLER W.H. (1984): Rezentos Spannungsfeld in der zentralen Nordschweiz. – Nagra tech. Ber. NTB 84-37.
- BECKER, A. (1989): Detached neotectonic stress field in the northern Jura Mountains, Switzerland. – Geol. Rdsch. 78/2, 459–475.
- BECKER, A. & WERNER, D. (1995): Neotectonic state of stress in the Jura Mountains. – *Geodynamica Acta* 8/2, 99–111.
- BECKER, A. (1999): In situ stress data from the Jura Mountains. New results and interpretation. – *Terra Nova* 11/1, 9–15.
- (2000): The Jura Mountains. An active foreland fold-and-thrust belt? – *Tectonophysics*, 321, 381 – 406.
- BIGARRÉ, P. & LIZEUR, A. (1997): In situ stress measurements (IS-A): results of the in situ experiment, calculation of the stress. – Mont Terri tech. Note TN 97-14 (internal report), Federal Office for Water and Geology, Bern-Ittigen, Switzerland.
- BLÜMLING, P. (1986): In situ Spannungsmessung in Tiefbohrungen mit Hilfe von Bohrlochrandausbrüchen und die Spannungsverteilung in der Kruste Mitteleuropas und Australiens. – Diss. Fak. Physik Univ. Karlsruhe.
- BOCK, H. (1986): In situ validation of the borehole slotting stressmeter. – *Proc. int. Symp. on Rock Stresses*, Stockholm, 261–270.
- BOCK, H. (2001): Rock Mechanics Analyses and Synthesis (RA experiment): Data Report on Rock Mechanics. – Mont Terri tech. Rep. TR 2000-02, Federal Office for Water and Geology, Bern-Ittigen, Switzerland.
- BOSSART, P. & ADLER, M. (1999): Tectonic and Artificial Fractures. In: THURY, M. & BOSSART, P.: Mont Terri Rock Laboratory – Results of the hydrogeological, geochemical and geotechnical experiments performed in 1996 and 1997 (p. 19-26). – Geol. Rep. 23, Federal Office for Water and Geology.
- BÜHLER, C. (1997): Borehole slotter experiment (IS-B): results of short-term dilatometer measurements. – Mont Terri tech. Note TN 97-16 (internal report), Federal Office for Water and Geology, Bern-Ittigen, Switzerland.
- CORNET, F.H. & BURLET, D. (1992): Stress field determination in France by hydraulic test in boreholes. – *J. geophys. Res.* 97/B8, 11829–11849.
- COTTOUR, P., BIGARRÉ, P., CAMUS, P., BAUER-PLAINDOUX, C. & BLÜMLING, P. (1999): Evaluation of In Situ Stresses: Comparison of Techniques. In: THURY, M. & BOSSART, P.: Mont Terri Rock Laboratory – Results of the hydrogeological, geochemical and geotechnical experiments performed in 1996 and 1997 (p. 160-170). – Geol. Rep. 23, Federal Office for Water and Geology.
- DEICHMANN, N. (1990): Seismizität der Nordschweiz 1987–1989, und Auswertung der Erdbebenserien von Günsberg, Läufelgingen und Zeglingen. – Nagra tech. Ber. NTB 90.
- EVANS, K., PIEDEVACHE, M. & PORTMANN F. (1999): Hydrofracture stress test in boreholes BIS-C1 and CIS-C2. – Mont Terri tech. Note TN 99-55 (internal report), Federal Office for Water and Geology, Bern-Ittigen, Switzerland.
- GLAWE, U. & BLÜMLING, P. (1997): Felsmechanische Daten, in situ Spannungen und Berechnungen für den Standort Wellenberg. – *Felsbau* 15/6, 440–447.
- HAIMSON, B.C. & FAIRHURST, C. (1967): Initiation and extension of hydraulic fractures in rocks. – *Soc. Petrol. Eng. J.* September, 310–318.
- HICKMAN, S. & ZOBACK M.D. (1983): The interpretation of hydraulic fracturing pressure-time data for in situ stress determination. In: *Hydraulic fracturing stress measurements*. – National Academy Press, Washington, 44–54.
- HINDLE, D. (1997): Quantifying stresses and strains from the Jura Arc, and their usefulness in choosing a deformation model for the region. – Ph.D. Thesis, Univ. Neuchâtel.
- HOMMAND, F., GAIRE, P., BIGARRÉ, P. & COTTOUR, P. (1997): In situ stress measurement IS-A: Results of laboratory tests (mechanical characterization of OPA samples from Mont Terri). – Mont Terri tech. Note TN 97-13 (internal report), Federal Office for Water and Geology, Bern-Ittigen, Switzerland.
- LAUBSCHER, H. (1972): Some overall aspects of Jura dynamics. – *Amer. J. Sci.* 272, 293–304.
- MARTIN, C.D. & LANYON, G.W. (2003): EDZ in Clay Shale: Mont Terri. – Mont Terri tech. Report (in preparation). Federal Office for Water and Geology, Bern-Ittigen, Switzerland.
- MEIER, D. (1984): Zur Tektonik des schweizerischen Tafel- und Faltenjura (regionale und lokale Strukturen, Kluftgenese, Bruch- und Falten tektonik, Drucklösung). – *Clausthaler geowiss. Diss.* 14.
- MÖRI, A. & BOSSART, P. (1996): Results of Phase 1 drilling campaign. – Mont Terri tech. Rep. TR 96-01, Federal Office for Water and Geology, Bern-Ittigen, Switzerland.

MÖRI, A., ADLER, M., WERMEILLE, S. & BOSSART, P. (1997): Results of the Phase 2 drilling campaign. – Mont Terri tech. Rep. TR 97-01, Federal Office for Water and Geology, Bern-Ittigen, Switzerland.

MÖRI, A., CABAL, P., BOSSART, P., ADLER, M. & WERMEILLE, S. (1998): Results of Phase 3 drilling campaign. – Mont Terri tech. Rep. TR 98-01, Federal Office for Water and Geology, Bern-Ittigen, Switzerland.

MÜLLER, W.H., BLÜMLING, P., BECKER, A. & CLAUSS, B. (1987): Die Entkopplung des tektonischen Spannungsfeldes an der Jura-Überschiebung. – *Eclogae geol. Helv.* 80/2, 473–489.

PLESSMANN, W. (1972): Horizontal-Stylolithen im französisch-schweizerischen Tafel- und Faltenjura und ihre Einpassung in den regionalen Rahmen. – *Geol. Rdsch.* 61, 332–347.

READ, R.S. (1996): Characterizing excavation damage in highly-stress granite at AECL's Underground Research Laboratory. – International conference on deep geological disposal of radioactive waste, EDZ Workshop, 20 September 1996. Canadian Nuclear Society, 35–46.

RUMMEL, F., HETTKAMP, TH. & WEBER, U. (1998 a): Gasfrac self-healing experiment: Rock mechanical laboratory test on Opalinus Clay core samples. – Mont Terri tech. Note TN 98-18 (internal report), Federal Office for Water and Geology, Bern-Ittigen, Switzerland.

— (1998 b): Laboratory experiments for the determination of deformation mechanisms and a constitutive law for time dependent deformation behaviour of the Opalinus Clay (Phase 3). – Mont Terri tech. Note TN 98-35 (internal report), Federal Office for Water and Geology, Bern-Ittigen, Switzerland.

— (1998 c): DM experiment: Laboratory experiment for the determination of deformation mechanisms and a constitutive law for time dependent deformation behaviour of the Opalinus Clay (Phase 3). – Mont Terri tech. Note TN 98-55 (internal report), Federal Office for Water and Geology, Bern-Ittigen, Switzerland.

THURY, M. & BOSSART, P. (1999): Mont Terri Rock Laboratory – Results of the hydrogeological, geochemical and geotechnical experiments performed in 1996 and 1997. – *Geol. Rep.* 23, Federal Office for Water and Geology.

TSCHANZ, X. (1990): Analyse de la déformation du Jura central entre Neuchâtel (Suisse) et Besançon (France). – *Eclogae geol. Helv.* 83/3, 543–558.

WERNER, D. & BECKER, A. (1996): Ermittlung von Gebirgsspannungen in der Schweiz und deren Interpretation. – *Felsbau* 14/3, 154–156.

