

Projet de la Commission Suisse de Géophysique

**ASSESSMENT & EVALUATION  
OF  
GEOTHERMAL POTENTIAL IN SWITZERLAND**

**(Atlas des Ressources Géothermiques Suisses)**

**Rapport Annuel 2003 pour l'Office Fédérale de l'Energie, Bern**

Élaboré par:

Nathalie Andenmatten-Berthoud, Geowatt AG, Zürich  
T. Kohl, Institut de Géophysique, ETH Zürich

## Table de Matière

|          |  |           |
|----------|--|-----------|
| <b>1</b> | <b>Introduction</b> .....                                  | <b>1</b>  |
| 1.1      | Cadre .....  | 1         |
| 1.2      | But de l'étude .....                                       | 1         |
| 1.3      | Démarche .....   | 3         |
| <b>2</b> | <b>Présentation de la zone d'étude</b> .....               | <b>5</b>  |
| 2.1      | Situation géographique .....                               | 5         |
| 2.2      | Données .....  | 5         |
| 2.3      | Conditions géologiques et hydrogéologiques .....           | 7         |
| <b>3</b> | <b>Procédure</b> .....                                     | <b>11</b> |
| 3.1      | Modèle géologique .....                                    | 11        |
| 3.2      | Modèle tétraédrique .....                                  | 13        |
| 3.3      | Interface numérique .....                                  | 15        |
| 3.4      | Evaluation des ressources .....                            | 17        |
| <b>4</b> | <b>Modélisation</b> .....                                  | <b>20</b> |
| 4.1      | Modèle local de Boettstein – Leuggern .....                | 20        |
| 4.2      | Modèle local de Weiach .....                               | 27        |
| 4.3      | Modèle local de Riniken .....                              | 33        |
| 4.4      | Modèle local de Kaisten .....                              | 40        |
| 4.5      | Modèle local de Benken .....                               | 44        |
| 4.6      | Modèle local de Lindau .....                               | 48        |
| <b>5</b> | <b>Synthèse et regionalisation</b> .....                   | <b>53</b> |
| 5.1      | Synthèse des modèle locaux .....                           | 53        |
| 5.2      | Conductivité thermique et flux de chaleur .....            | 53        |
| 5.3      | Hypothèses de système regional .....                       | 55        |
| 5.4      | Regionalisation .....                                      | 56        |
| <b>6</b> | <b>Modèle superficiel</b> .....                            | <b>58</b> |
| 6.1      | Introduction .....   | 58        |
| 6.2      | Périmètre d'étude .....                                    | 58        |
| 6.3      | Données .....  | 59        |
| 6.4      | Modélisation .....   | 62        |
| <b>7</b> | <b>Conclusion et perspectives</b> .....                    | <b>66</b> |
| 7.1      | Projection préliminaire des isothermes en profondeur ..... | 66        |
| 7.2      | Systèmes superficiels .....                                | 68        |
| <b>8</b> | <b>Bibliographie</b> .....                                 | <b>58</b> |

# 1 INTRODUCTION

## 1.1 CADRE

Avec l'augmentation de l'intérêt pour les énergies renouvelables, notamment l'énergie géothermique, l'évaluation des ressources géothermiques disponibles devient une question importante. Généralement, les centrales géothermiques sont limitées aux zones d'activités tectoniques et volcaniques, dans des secteurs caractérisés par des basses températures, comme la plus grande partie de l'Europe. Jusqu'à présent, la géothermie était réservée à une utilisation thermique, le développement récent de nouvelles techniques de conversion d'énergie, permettant la production d'électricité à partir de températures plus basses, laisse envisager de nouvelles applications. Avec la perspective de réduire le risque financier, l'évaluation des ressources géothermiques apporte de nouveaux intérêts. Le risque peut être défini comme le produit de «la vulnérabilité» et de la « probabilité », la diminution de l'un de ces facteurs pourrait rendre la géothermie plus intéressante pour des investisseurs privés. La méthode d'évaluation présentée ici, s'inscrit dans cette optique de «réduction du risque» par l'exploration de zone-réservoir cible. L'énergie géothermique disponible doit être définie sous des zones, où la densité de population est la plus élevée afin de permettre une utilisation rentable de la géothermie (utilisation en cascade).

## 1.2 BUT DE L'ETUDE

Ce rapport présente les premiers résultats obtenus dans la région du Nord de la Suisse dans le cadre d'un projet co-financé par l'OFEN (Office Fédéral de l'Energie) et la Commission Suisse de Géophysique, visant l'évaluation du potentiel géothermique de la Suisse et la détermination de zones favorables à une exploitation géothermique du sous-sol.

Un précédent projet de la Commission Suisse de Géophysique (Schärli and Kohl, 2002) a établi un inventaire très complet des données géothermiques de la Suisse et d'une partie des régions avoisinantes. Ce rapport, ainsi que d'autres études existantes (Medici and Rybach, 1995), (Rybach, 1992), fournissent des informations qualitatives, ponctuelles ou 2D (Rybach et al., 1987), voire 3D (Kimmeier et al., 1985); mais à l'heure actuelle il n'existe pas d'étude intégrant à la fois des données géologiques, hydrogéologiques, pétrophysiques et de température dans un environnement 3D. Or, les caractéristiques géothermiques d'un site dépendent de l'interaction complexe de ces paramètres. Ce projet, à travers un inventaire, une analyse détaillée des données à disposition et leur intégration dans des modèles mathématiques 3D, permet de quantifier les ressources potentielles de la Suisse.

Au cours d'une première étape, les différents outils et la procédure (logiciel de modélisation géologique 3D GOCAD et de simulation numérique FRACTure) ont été testés dans un périmètre très bien documenté, autour du forage de Benken, dans le canton de Zürich (Andenmatten and Kohl, 2003a). Au vu de la bonne qualité des résultats obtenus, la démarche a été appliquée au Nord de la Suisse. Dans les années à venir l'ensemble des ressources géothermiques du sous-sol helvétique devrait être évalué.

## Définitions

Généralement, le terme «ressources géothermiques» se réfère à l'ensemble de l'énergie thermique accessible stockée entre la surface de la terre et à une certaine profondeur dans la croûte, sous une région définie et mesurée par rapport à la température annuelle locale (Muffler and Cataldi, 1978). Selon leur nature, type de réservoir et température, les ressources géothermiques peuvent être exploitées de différentes manières. Le type d'utilisation permet de déterminer le «potentiel géothermique» d'une zone. Dans cette étude, trois catégories de potentiel géothermique ont été définies en fonction de la température de la ressource. Pour chacune de ses catégories différents systèmes d'exploitation sont utilisés et différents paramètres sont déterminants, résumés dans la table 1 ci-dessous.

table 1: caractéristiques et paramètres prépondérants du potentiel géothermique

| Potentiel géothermique | Température      | Type d'utilisation          | Paramètres prépondérants  |
|------------------------|------------------|-----------------------------|---|
| Superficiel            | 0 à ~30°         | Chauffage / refroidissement | Conductivité thermique ( $\lambda$ )  |
| Aquifère chaud         | > 30° à ~80°     | Chauffage                   | Conductivité hydraulique (K)<br>Température ( $T^\circ$ )<br>Profondeur (z) |
| Haute énergie EGS      | $T^\circ_{\max}$ | Electricité / chauffage     | $K - T^\circ - z$   |

Le potentiel géothermique superficiel est lié à la mise en valeur de l'énergie du sous-sol. La chaleur naturelle de la terre à faible profondeur, ne peut être exploitée qu'avec l'aide d'une pompe à chaleur. Il existe différents moyens d'utilisation : sondes géothermiques, géostructures, stockage, etc. Quelque soit le système utilisé, le potentiel dépend de la conductivité thermique du substrat et de la présence d'eau souterraine.

Le potentiel géothermique des aquifères chaud est lié à l'exploitation des eaux chaudes stockées dans les niveaux perméables en profondeur. Ces eaux peuvent remonter naturellement à la surface, ce qui est le cas de nombreuses sources thermales, où elles peuvent être captées et pompées jusqu'à la surface. A l'heure actuelle, des forages géothermiques profonds permettent de pomper de l'eau thermale à la surface et de l'exploiter pour du chauffage notamment. Les caractéristiques déterminantes pour la définition du potentiel d'un aquifère sont la température, la profondeur et la conductivité hydraulique de l'aquifère.

Le potentiel géothermique Haute Energie (Enhanced Geothermal System) est lié à l'exploitation d'un réservoir profond artificiellement fissuré. Schématiquement, de l'eau froide est injectée dans un réservoir, l'eau se réchauffe dans les roches fissurées et est ensuite remontée à la surface. En surface, un échangeur de chaleur converti l'énergie extraite en courant électrique et chaleur. Le potentiel va dépendre de la température, de la profondeur et la conductivité hydraulique du réservoir.

Finalement, lorsque nous parlons de ressources, il faut également prendre en compte les besoins, soit les utilisateurs. Le potentiel géothermique dépend de la présence de consommateurs, qui déterminent la puissance nécessaire.

## 1.3 DÉMARCHE

### Procédure générale

La prospection des ressources géothermiques fait appel à des paramètres nombreux et variés. La définition de zones hydrothermales favorables à une exploitation de la chaleur doit prendre en compte à la fois les données géologiques, hydrogéologiques, pétrophysiques et de température. Ces données s'ancrent toutes sur un même support : le modèle géologique. Celui-ci est important pour la compréhension du système d'écoulement souterrain et du système thermique, à partir desquels des zones possédant des flux convectifs significatifs pourront être déterminés.

Le point de départ de l'étude consiste à rassembler toutes les données disponibles, soit recenser les forages existants avec les tests, mesures et analyses effectuées, les données sismiques ou autre campagne géophysique et la littérature. La qualité de ces données doit être évaluées.

A partir de ces données la procédure suivante est appliquée :

1. Construction d'un modèle géologique
2. Simulation numérique
3. Ajustement du modèle aux températures mesurées
4. Détermination du flux de chaleur de base local
5. Interprétation à l'échelle régionale (variation du flux thermique)
6. Quantification des ressources disponibles
7. Définition des besoins - données d'occupation du sol

A l'origine, il était prévu de réaliser une analyse complète d'une partie de la Suisse du Nord. Or, pendant cette première année, nous avons dû développer plusieurs outils et solutions pour achever cette première phase. Ceci impliquait des étapes qui ne pouvaient être prévues initialement:

Des modèles SGRID (voir chapitre 3.2) que nous avons dû abandonner en raison de leur manque de flexibilité structurale.

Des extensions latérales du modèle pour contrôler la distribution des couches géologiques.

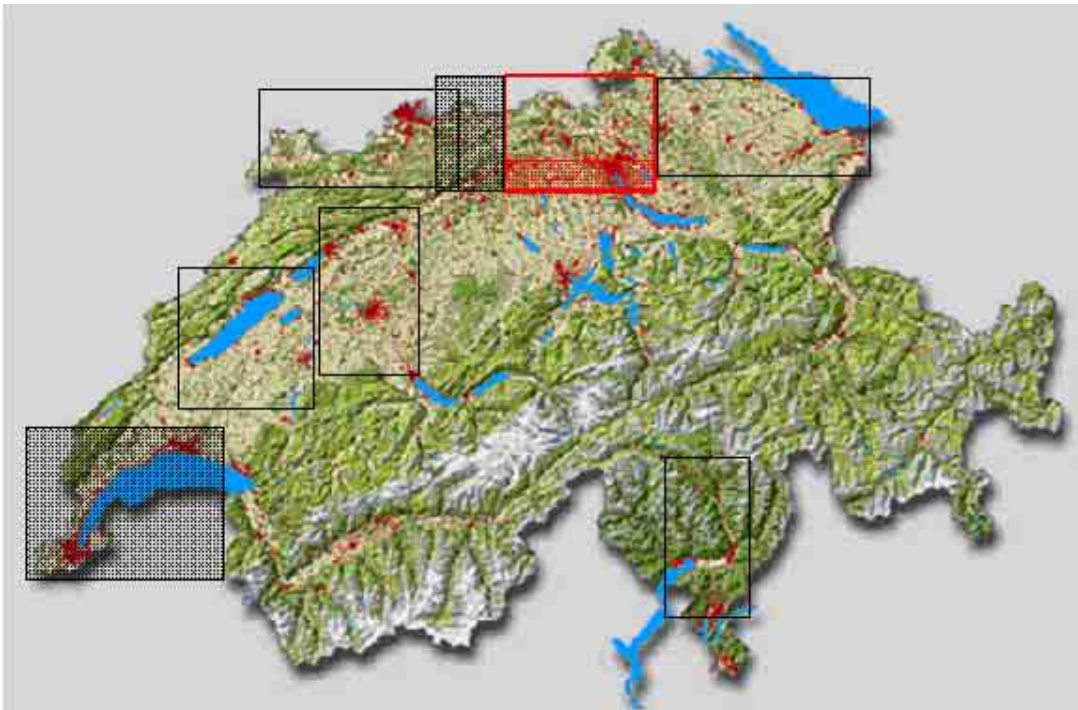
Le développement des interfaces GOCAD – FRACTure qui ne pouvaient être testés qu'avec des modèles complexes, ce qui représente un coût en temps élevé.

Des tests avec le nouveau plugin de génération de tétraèdres « TGridlab tool » (Lepage, 2002) en collaboration avec le centre de recherche de l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie de Nancy. La solution obtenue est le résultat de discussions intensives et de modifications réalisées à Nancy.

Ces étapes, notamment leur durée, ont conduit à une redéfinition des buts, pendant la deuxième moitié du projet. Ainsi les points 1 à 5 étaient complétés pour une région plus étendue et une stratégie a été développée pour la quantification des ressources (point 6, cf.

chapitre 3). Concernant la poursuite du projet SGPK/OFEN pour les prochaines années, ceci ne représente pas un ralentissement à long terme, au contraire, puisque les instruments développés sont opérationnels et mis à jour. Ils permettront d'accélérer et de faciliter les étapes pour l'extension de la démarche à d'autres régions.

L'évaluation se concentre sur le Plateau Suisse, zone où la densité de consommateurs potentiels est la plus élevée (population, industries,...) La Suisse a été divisée en plusieurs régions qui seront évaluées séparément. La démarche présentée sera répétée pour chaque secteur. Cette première année a été consacrée à l'évaluation du potentiel géothermique de la région du Nord de la Suisse représentée par le périmètre en rouge sur la carte de la figure 1, la partie hachurée en rouge a été partiellement réalisée cette année (la figure 7 présente le périmètre de manière plus détaillée), au cours de la prochaine étape, la procédure devrait être étendue aux surfaces hachurées sur la carte.



*figure 1 : Carte de la Suisse montrant les zones d'évaluation de la Suisse ainsi que la population. (Source: OFS, communication privée, 2003). Le secteur représenté en rouge a été étudié cette année, la zone hachurée seulement en partie doit être complétée, le périmètre est présenté de manière beaucoup plus détaillée sur la **figure 7**. Les zones hachurées en noires seront évaluées l'année prochaine.*

## 2 PRÉSENTATION DE LA ZONE D'ÉTUDE

### 2.1 SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La région d'étude se situe au Nord de la Suisse, dans les cantons de Zürich, Argovie et Schaffhouse, plus précisément, son périmètre est délimité par les coordonnées suisses X- 640'000 – 700'000 et Y- 240'000 – 280'000, ce qui représente une aire d'étude de 2400 km<sup>2</sup>.

### 2.2 DONNÉES

#### Sources des données

Au cours de la première partie de cette étude (Andenmatten and Kohl, 2003a), une recherche des données disponibles a été effectuée dans les bibliothèques, base de données scientifiques, universités, offices fédéraux et cantonaux et géologues indépendants. De plus, en 1980, la CEDRA (Société coopérative nationale pour l'entreposage de déchets radioactifs, NAGRA) a débuté un vaste programme régional de recherches dans le domaine des sciences de la terre, avec pour objectif, l'étude de la structure du sous-sol pour la recherche de régions pouvant convenir au stockage de déchets hautement radioactifs, dans la région du Nord de la Suisse. Les investigations menées ont été très bien documentées par un grand nombre de rapports techniques, notamment des rapports détaillés sur les forages profonds implantés dans la région. Les rapports techniques de la NAGRA constituent une source de documentation très complète et de qualité.

#### Données géologiques et hydrogéologiques

Les sources principales utilisées pour la construction du modèle géologique sont les données issues des forages et des campagnes sismiques de la NAGRA. Pour les données de géologie profonde, 85 forages d'une profondeur supérieure à 200m ont été recensés dans la région (voir figure 2).

- Liste des sources de données géologiques et hydrogéologiques :
- Données répertoriées dans le cadre du projet SGPK « Archivierung und Kompilation geothermischer Daten der Schweiz » (Schärli and Kohl, 2002).
- NAGRA (Rapports techniques) : (Birkhäuser et al., 2001), (Blaser et al., 1994), (COLENCO, 1995; Diebold et al., 1991), (Matter et al., 1987; Müller et al., 1984), (Müller et al., 2003), (Naef et al., 1985), (Naef et al., 1995), NTB 85-01(1985), NTB 87-15 (1986), NTB 85-10 (1988), NTB 88-08 (1989), NTB 88-09 (1990), NTB 88-10 (1991b), NTB 88-12 (1991a), NTB 00-01 (2001), (Peters et al., 1986) , (Peters et al., 1989a), (Peters et al., 1989b), (Schmassmann et al., 1984), (Thury et al., 1994).
- OFEG (Office Fédéral des Eaux et de la Géologie)
- Office cantonal du canton d'Argovie



horizons de la Molasse, un inventaire des propriétés géothermiques de la Molasse (Leu et al., 1999) rassemble les données de conductivité thermique mesurée dans la Molasse Suisse.

En l'absence de données de production de chaleur pour certains forages, celle-ci a été calculée à partir de la teneur en potassium (K), Uranium (U) et Thorium (Th), selon Bucker et Rybach (1996).

### **Données de températures**

Les données de température en profondeur sont mesurées soit dans des forages, soit dans des tunnels. La qualité de ces données constitue un critère essentiel, car elles seront utilisées pour l'ajustement des modèles. Les données de température peuvent être perturbées par les activités de forage elles-mêmes (rinçage, ...) et par des arrivées d'eau ou circulations verticales liées à des niveaux aquifères sous pression. Enfin, un troisième aspect important est la technique de mesure, il est nécessaire de savoir si les mesures sont continues (HRT) ou ponctuelles (HT ou BHT) et si elles ont été corrigées. Il est indispensable de vérifier pour chaque set de données la technique utilisée, les conditions hydrogéologiques locales et la période à laquelle elles ont été effectuées (temps d'arrêt des activités de forage suffisant). Si ces informations ne sont pas disponibles, il n'est pas certain que les mesures soient représentatives de la température de la roche en place et elles doivent être considérées avec prudence.

Les données utilisées sont issues de l'archivage et de la compilation des données géothermiques de la Suisse (Schärli and Kohl, 2002) et des rapports de la NAGRA, notamment le rapport technique 85-10 (Nagra, 1988) qui répertorie les différents logs effectués sur les forages profonds de la NAGRA.

## **2.3 CONDITIONS GÉOLOGIQUES ET HYDROGÉOLOGIQUES**

### **Contexte géologique**

La région du Nord de la Suisse est limitée au sud-est par la bordure nord des Alpes et au nord-est par le massif de la Forêt Noire.

Elle se divise en trois unités lithologiques et tectoniques distinctes, à savoir du plus ancien au plus récent :

Le socle comprenant le socle cristallin (gneiss et granite principalement) et les remplissages sédimentaires du Paléozoïque récent (Fosse Permo-carbonifère du Nord de la Suisse). Le fossé Permo-carbonifère du nord de la Suisse, découvert récemment au cours des investigations menées par la NAGRA, s'est développé durant la phase tardive de l'orogénèse varisque jusqu'à il y a environ 245 millions d'années. Il a la forme asymétrique d'un demi graben, traversé dans sa partie centrale par plusieurs cisaillements dextres orientés WNW-ESE (Diebold et al., 1991). Le remplissage sédimentaire du fossé, atteint jusqu'à 5 km d'épaisseur par endroit. Ce remplissage peut être divisé de manière très schématique (Bolliger, 1999):

Carbonifère : alternance de dépôts fluviatiles, plaine d'épandage et de séries charbonneuses.

Permien: alternance de sable, silt et argile. Période d'activité tectonique (saalienne) au permien inférieur-supérieur avec zones de cisaillement vertical.

La couverture sédimentaire du Mésozoïque, composée de roches carbonatées et argileuses avec des séries évaporitiques (Trias) et des intercalations terrigènes (grès).

Le bassin molassique Tertiaire constitué de matériel détritique: sédiments fins à grossier (argile, marne, grès et conglomérats) résultant de l'érosion des Alpes et du Jura.

## **Caractéristiques structurales**

Dans le cadre de ce travail, l'accent est mis sur les structures susceptibles d'influencer le potentiel géothermique dans la région, soit les failles profondes affectant le socle cristallin et présentant des circulations d'eau.

Les caractéristiques tectoniques et structurales du cristallin en raison de sa couverture sédimentaire ne peuvent être abordées que de manière incomplète. Un modèle schématique des failles importantes, sur la base d'indications de surface provenant de la région de la Forêt Noire et d'informations issues des forages et investigations sismiques de la région a été élaboré (Thury et al., 1994). D'une manière générale, le socle cristallin est affecté par trois familles de failles principales :

- Hercynienne : ~110° (WNW-ESE)
- Eggian : ~150° (NNW-SSE)
- Rhenisch : ~ 180° (N-S), dominant dans le graben du Rhin.

Caractérisées par des mouvements verticaux différentiels (rifting), elles sont responsables de la division du socle en blocs (tectonique d'horst et graben). Dans les zones d'activité tectonique récente, la limite de ces blocs est marquée par la topographie et le réseau de drainage. Au sein de la zone d'étude, on distingue les zones de failles de premier ordre suivantes (Thury et al., 1994) :

Failles de 1er ordre (hercyniennes):

Zone de faille de Vorwald – direction NW-SE : activité pré-varisque comme cisaillement dextre réactivée comme faille normale au tertiaire, rejet ~160m (eocène-oligocène). Elle ne montre pas de traces d'activité dans le quaternaire. Elle s'étend en direction du Sud-Est jusqu'au au-delà du forage de Böttstein pour se terminer dans le fossé permo-carbonifère.

Zone de faille d'Eggberg – direction NW-SE : activité passée de cisaillement dextre et réactivation au tertiaire et quaternaire comme faille normale. Une branche a été observée dans le forage de Kaisten (1240-1265m).

Zone de faille de Zurzach – direction NW-SE : cette zone n'a pas été rencontrée.

Zone de faille de Neuhausen – direction NW-SE jusqu'à WNW-ESE.

Marges du fossé permo-carbonifère : ces zones ont été affectées de nombreux mouvements au cours de l'histoire géologique qui se traduisent par une fracturation importante.

Zone tectonisée de bordure Nord du fossé permo-carbonifère – direction ENE-WSW.

Zone tectonisée de bordure Sud du fossé permo-carbonifère.

Les blocs ont un réseau de fractures internes de deuxième ordre difficile à répertorier. Ces failles de second ordre, dykes et veines ne peuvent pas être intégrées dans un modèle et doivent être traitées comme des propriétés de la roche.

Les structures de la couverture reflètent l'activité tectonique du socle: tous les déplacements verticaux post-mésozoïque du socle sont « copiés » dans la couverture sédimentaire au-dessus. Il existe une relation entre les structures d'extension dans le socle et de compression dans la couverture détachée.

L'activité tectonique tertiaire au Nord de la Suisse est caractérisée par les évènements suivants :

- Evolution du Graben du Rhin.
- Soulèvement du Massif de la Forêt Noire.
- Subsidence du Bassin Molassique.
- Plissement du Jura.

Ces évènements sont plus ou moins reliés avec l'orogénèse alpine. Ils ont pour conséquences des mouvements verticaux de la croûte différentiels (Thury et al., 1994). Actuellement, l'activité tectonique dans la région est dominée par un champ de contraintes orientées NW-SE. Le décollement de l'avant-pays alpin et le plissement du Jura sont toujours actifs.

## **Hydrogéologie**

Selon Thury et al. (1994), le cristallin peut être subdivisé en une zone supérieure plus perméable (300-650m) localement déformée et altérée, et en une zone inférieure moins perméable. Toutefois, à plus grande profondeur la perméabilité est variable, car des failles subverticales présentant d'importantes circulations d'eau, traversent ces deux unités. Les principales zones conductrices sont les failles de premier ordre et les marges du fossé permo-carbonifère. Les bordures nord et sud du fossé sont des zones de plus forte perméabilité, car elles ont subi une fracturation importante, en particulier les bords du fossé profond, car c'est là que les mouvements ont eu lieu. La zone peut être considérée d'une largeur d'environ 300m. Le profond fossé permo-carbonifère, caractérisé par une faible perméabilité, constitue une barrière hydraulique séparant les eaux souterraines du cristallin du Plateau Suisse, qui se sont probablement infiltrées dans les Alpes, des eaux du cristallin situé au nord du fossé, qui se sont infiltrées dans la partie méridionale de la Forêt Noire et dont le Rhin constitue l'exutoire (Thury et al., 1994). Au niveau de la couverture sédimentaire de la région on distingue trois niveaux aquifères majeurs:

- Molasse Marine Supérieure
- Malm supérieur

- Muschelkalk supérieur

Les évaporites et argiles du Trias (Muschelkalk moyen et inférieur) très peu perméables agissent comme une barrière hydraulique qui confine les eaux des aquifères cristallins et du Buntsandstein. D'après des données géochimiques, il n'y a pas de circulation d'eau entre le cristallin et l'aquifère du Muschelkalk supérieur (Schmassmann et al., 1984). Ainsi, en raison de ce niveau imperméable, les structures de la couverture ne sont pas connectées avec le socle.

### **3 PROCÉDURE**

Pour chaque modèle, la procédure suivante a été appliquée :

1. Définition d'un modèle topologique, construction de surfaces à partir des données géologiques et géophysiques disponibles et élaboration d'un modèle géologique 3D avec GOCAD.
2. Transformation du modèle surfacique 3D en un modèle volumique 3D : discrétisation en éléments tétraédriques (ou hexaédriques) à l'aide du plugins TGridlab (Lepage, 2002).
3. Transfert en élément finis avec l'interface numérique GO2FE (Andenmatten and Kohl, 2003b).
4. Simulation numérique 3D avec FRACTure (Kohl and Hopkirk, 1995).
5. Détermination du flux de chaleur local
6. Evaluation des ressources

#### **3.1 MODÈLE GÉOLOGIQUE**

La procédure est décrite de manière détaillée dans ce sous-chapitre, elle sera ensuite appliquée pour les différents modèles locaux.

##### **Modèle topologique**

Avant de débiter la construction de modèle géologique proprement dite, il faut définir les éléments géologiques et structuraux qui devront être intégrés, ainsi que leurs relations, soit élaborer un modèle topologique.

Toutes les séries géologiques et les structures ne peuvent pas être intégrées, il s'agit de distinguer ce qui doit intervenir dans le modèle. Pour cela un certain nombre de simplifications ont été effectuées. Pour chaque modèle local, la topologie particulière sera illustrée dans le modèle structural du chapitre respectif.

##### **Interpolation des surfaces géologiques**

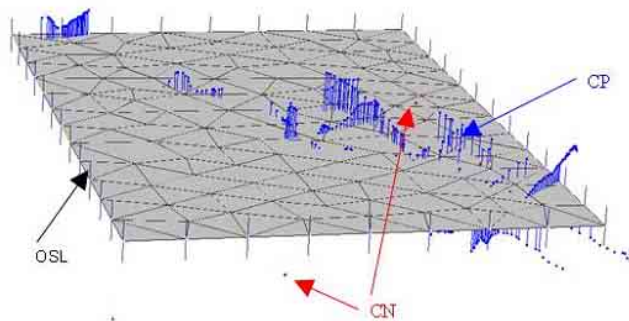
Différentes méthodes de construction peuvent être utilisées, suivant la qualité du maillage et la densité des données. Dans le cas d'une densité de données irrégulières et réparties de manière hétérogène dans le domaine, l'interpolation d'une surface par triangulation directe n'est pas la meilleure solution, une construction indirecte est plus adaptée. C'est-à-dire, de construire dans un premier temps un maillage de beauté optimale s'appuyant sur une courbe délimitant la zone d'intérêt. Ensuite la surface est interpolée avec l'algorithme d'interpolation DSI, Discret Smooth Interpolation, (Mallet, 1989; 1992) utilisé par GOCAD. Il permet d'interpoler des lignes et des surfaces en trois dimensions tout en tenant compte de différents

types de données, il peut être utilisé pour interpoler la géométrie ainsi que les propriétés. Son principe est une triangulation adaptée à des contraintes fixes :

Interpolation : le DSI modifie la position de tous les atomes libres dans le but de minimiser la rugosité de l'objet, tout en respectant les contraintes fixées.

Rugosité : défini comme la moyenne (de tous les points de l'objet) de la distance au carré, entre le point lui-même et le centre de gravité des points voisins.

Contraintes : lignes directrices pour orienter l'interpolation, par exemple, la position d'un atome peut être fixée (Control Node CN).



*figure 3 : Représentation des contraintes appliquées sur une surface, avec CP : Control points issus des profils sismiques, CN : Control nodes issus des marqueurs de puits et OSL : contraintes de bord.*

Au cours de la première phase du projet, la qualité de l'interpolateur DSI et du logiciel GOCAD ont été évalués au travers d'exemples d'interpolations synthétiques et géologiques (Andenmatten and Kohl, 2003a).

Les données sismiques et de forages forment les contraintes d'interpolation. La construction indirecte offre l'avantage du choix de la résolution, la rugosité dépend de la résolution et elle peut être favorisée aux dépens du respect des données, de plus la beauté des triangles est optimale et le respect des données dépend de la résolution et des contraintes appliquées.

Dans notre cas, les objets de base sont des marqueurs de puit et les groupes de points issus des lignes sismiques. A partir de ces éléments, les surfaces représentant le sommet des formations géologiques et les structures ont été interpolées. La figure 4 ci-dessous présente un exemple avec les surfaces du sommet du Muschelkalk, du Malm et la topographie interpolées à partir des données de forages et de la sismique.

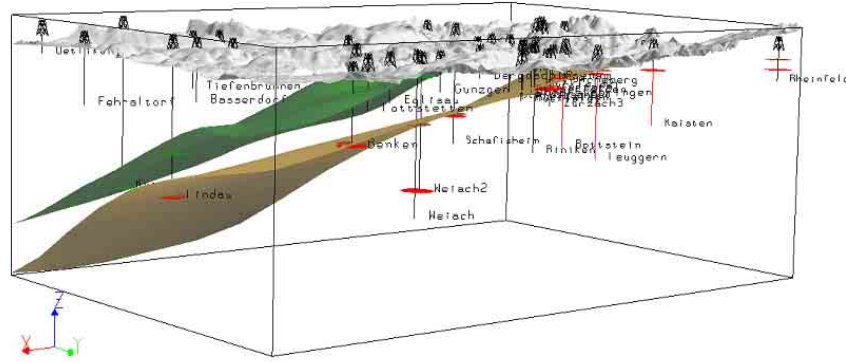


figure 4 : Ajustement des surfaces aux marqueurs de puits, exemple des surfaces du sommet du Malm (en vert), du sommet du Muschelkalk (en brun) et de la topographie. Exagération verticale 5\*.

### Modèle structural

Le modèle structural est construit sur la base du modèle topologique. Il s'agit de couper les surfaces, de définir tous les bords des surfaces et les contacts entre les horizons et les failles ou la topographie (application de contraintes). La construction du modèle structural est déterminante pour la transformation par la suite du modèle surfacique en modèle volumique.

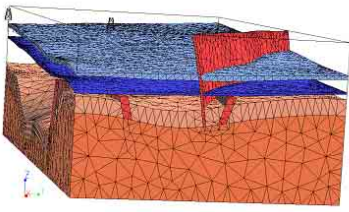
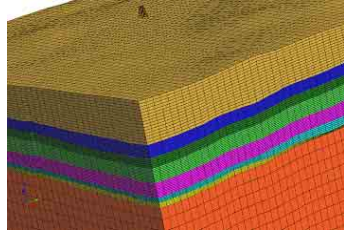
Selon la complexité du modèle, cette étape peut être fastidieuse. Des recherches sont en cours au centre de recherche de Nancy pour développer l'automatisation de cette procédure.

## 3.2 MODÈLE TÉTRAÉDRIQUE

### Du modèle surfacique 3D au modèle volumique 3D

A partir des surfaces du modèle structural, des volumes vont pouvoir être définis. Le logiciel GOCAD propose deux types de modèles volumiques 3D, les modèles non structurés (TSolids) et les grilles structurées (SGrid), régulières ou non. La table 2 ci-dessous énumère les caractéristiques des deux types.

table 2 : Caractéristiques des modèles volumiques tétraédriques (TSolid) et hexaédriques (SGrid).

| TSolid  | SGrid  |
|---|--|
|  |  |
| Maillage non structuré  | Maillage structuré   |
| Elément de base : tétraèdre   | Elément de base : hexaèdre   |
| Géométrie complexe  | Géostatistiques  |
| Flexibilité   | Calcul de volumes  |
| Coût en mémoire élevé   | Faible coût en mémoire   |

Si les grilles structurées présentent l'avantage de permettre des applications géostatistiques, des calculs de volumes et de posséder un coût en mémoire nettement plus faible, elles ne sont pas adaptées à la modélisation de réseaux de failles complexes ou de discontinuités, ni à la construction de modèles «entiers», elles sont plus appropriées à la modélisation d'un réservoir ou de lits sédimentaires. En revanche, le maillage tétraédrique permet d'intégrer des géométries plus complexes et des discontinuités telles des failles listriques ou des grabens, comme le fossé Permo-carbonifère. Les principales limitations de ce type de modèle sont le coût en mémoire, car toutes les connections entre les nœuds doivent être explicites et une structure assez monolithique difficile à modifier autrement qu'en repartant du modèle surfacique initial. De plus, la construction de ces maillages est assez difficile à obtenir, il n'existe pas de processus automatisé comme pour les grilles structurées.

Actuellement, un nouveau type de grille hybride, qui devrait être composée de tétraèdres à proximité des bords et d'hexaèdres au centre des volumes est en développement à Nancy (Lepage, 2003).

Pour le modèle du Nord de la Suisse, les discontinuités du fossé permo-carbonifère et des chevauchements du Jura nécessitent l'utilisation d'un modèle 3D non-structuré.

### Modèle tétraédrique

Le transfert du modèle structural 3D en un modèle tétraédrique est facilité par un plugin développé à Nancy: le TGridlab Tool (Lepage, 2002). Celui-ci génère une nouvelle triangulation des surfaces respectant les contraintes fixées dans le modèle structural, à condition que chaque extrémité et chaque bord de surfaces soient définis. Cette opération garantit la connectivité des tétraèdres entre les surfaces. La figure 5, sur la partie de gauche, représente le modèle structural régional et la triangulation des surfaces avec respect des contraintes fixées, le raffinement du maillage au contact entre les horizons de la couverture sédimentaire et la topographie ou à l'interface entre le fossé permo-carbonifère et les sédiments peut également être observé.

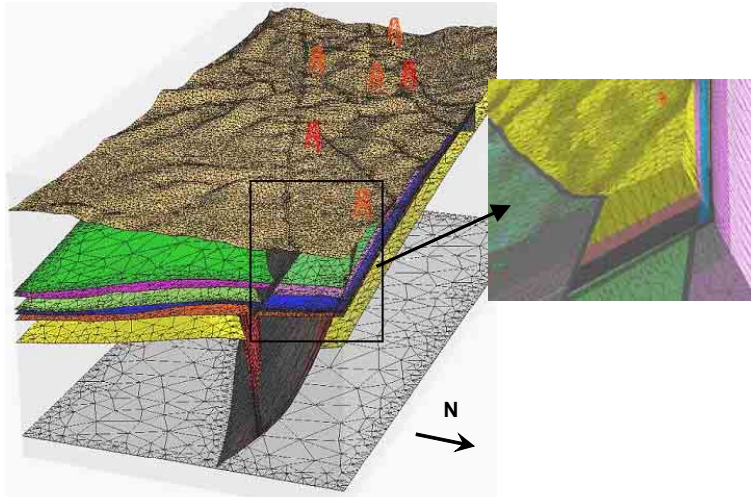


figure 5 : Génération d'une nouvelle triangulation des surfaces du modèle structural régional, représenté sur la partie gauche de la surface, montrant le raffinement du maillage au niveau des contacts. La zone dans le rectangle noir illustre dans la partie de droite, un agrandissement du modèle tétraédrique et permet d'observer la parfaite connectivité du réseau tétraédrique entre les différentes unités, exagération verticale 3\*.

Les volumes sont définis par des frontières, le modèle volumique résulte de l'assemblage des surfaces orientées et collées entre elles par les contraintes du modèle structural pour former des régions de l'espace. Le modèle volumique constitue l'ensemble de ces régions. Sa construction nécessite une coupure de toutes les surfaces les unes par les autres, une région doit toujours être fermée. Le modèle volumique est ensuite discrétisé en éléments tétraédriques par le biais du plugin TGridlab tool. La partie de droite de la figure 5 montre une partie du modèle tétraédrique régional, elle permet d'observer la parfaite connectivité des tétraèdres entre les différentes régions. Cette connectivité est indispensable pour une application numérique.

Les différentes parties du modèle volumique sont ensuite regroupées selon l'horizon géologique ou les structures auxquels elles appartiennent en une unité. Des propriétés physiques peuvent être attribuées à chaque unité. Ainsi, le modèle volumique tétraédrique permet de traiter les failles comme une unité volumique, comme l'illustre la figure 5 précédente, et de lui attribuer des propriétés particulières.

### 3.3 INTERFACE NUMÉRIQUE

Le transfert du modèle géologique/structural en un modèle tétraédrique, décrit dans le chapitre précédent, accompli par le plugin GOCAD TGridlab permet d'exporter le modèle dans le format ASCII. Dans le but d'effectuer une application numérique, un interface spécifique a été développé pour combiner le modèle tétraédrique Gocad obtenu avec le code en éléments finis FRACTure (Kohl and Hopkirk, 1995). En effet, ces deux applications ne sont pas toujours conformes et des conditions additionnelles doivent être formulées, de plus les différents processus peuvent nécessiter une amélioration locale du maillage. L'interface nouvellement programmée Go2FE doit ainsi accomplir plusieurs tâches.

Premièrement, suivant les processus physiques, différentes conditions aux limites appropriées ont été définies. En considérant une interaction thermo-hydraulique, comme c'est

Le cas ici, les conditions aux limites doivent au moins déterminer le flux de chaleur entrant, la température à la surface et la charge hydraulique ou le taux d'infiltration de surface. Dans notre cas, le flux de chaleur de base a été considéré comme uniforme et la température à la surface a été définie comme fonction de l'altitude. Pour simplifier, le niveau de la nappe phréatique a été fixé à la surface.

Deuxièmement, la répartition des différentes parties en classes lithologiques ou géologiques, déjà définie dans le modèle tétraédrique, doit être vérifiée et mise à jour. Chaque intersection entre des surfaces géologiques et des structures de failles ou de chevauchement crée une nouvelle région, à laquelle une propriété géologique doit être attribuée. Ces propriétés doivent être correctement traitées par l'interface Go2FE, car elles peuvent devenir nombreuses dans un modèle complexe.

Finalement, la qualité du maillage créé doit être vérifié, il s'agit de s'assurer que tous les éléments tétraédriques sont bien placés et formés. La discrétisation effectuée, avec la surface topographique et une surface de base, comme structures internes nécessite l'élimination des tétraèdres en surplus dans les unités extérieures, «air» et «base». De plus, la routine développée permet d'établir un maillage en éléments finis de bonne qualité en supprimant des éléments redondants ou mal formés.

Afin de ne pas générer un maillage comme une boîte noire, mais de vérifier sa qualité, des tests de sensibilité ont été réalisés. L'expérience montre que l'exactitude du maillage peut être garantie par un test dénommé «patch test». Ce test analyse l'exactitude de paramètres numériques dérivés de variables primaires. Les résultats seront illustrés ici dans le cas du flux de chaleur calculé à partir du champ de température. Il faut noter que le flux hydraulique dérivé du champ de pression peut tout aussi bien constituer un paramètre approprié. Pour ce test, les hypothèses suivantes ont été émises :

le sous-sol est homogène

pas de source de chaleur volumique

flux de chaleur à la base uniforme fixé à 80 mW/m<sup>2</sup>

la topographie constitue la seule perturbation dans le modèle, étant donné que la chaleur s'écoule préférentiellement des parties les plus basses de la surface (vallées), créant ainsi une variation du flux de chaleur proche de la surface. Toutefois cette variation diminuant exponentiellement avec la profondeur, l'ensemble du modèle devrait refléter la valeur du flux de chaleur fixée comme condition de limite à la base du modèle.

Ce test est très sensible : la présence d'éléments qui se superposent se traduirait par une anomalie positive au sein du modèle et de même un élément manquant entraînerait une anomalie négative. La figure 6 illustre le résultat d'un patch test (cas du modèle local de Weiach), il permet d'observer que, comme prévu, seules des anomalies proches de la surface sont visibles et que tous les éléments à l'intérieur du modèle reflètent la valeur du flux de chaleur de base. Cette procédure confirme la bonne qualité du maillage obtenu lors du transfert en éléments tétraédriques.

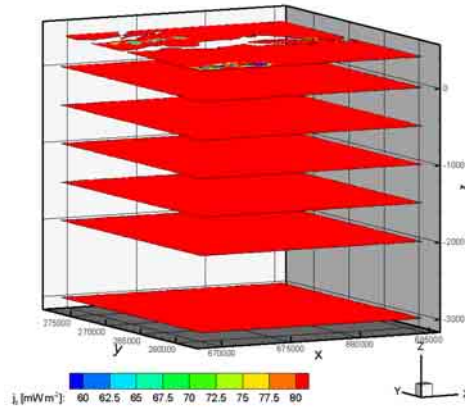


figure 6: Résultat du “patch test” pour le modèle local de Weiach. Coupes horizontales à  $z=0$ ,  $z=-500$ ,  $z=-1000$ ,  $z=-1500$ ,  $z=-2000$  and  $z=-3000$  m. La surface du haut est coupée à 400m d'altitude. (altitude absolue), source (Andenmatten and Kohl, 2003b).

### 3.4 EVALUATION DES RESSOURCES

#### Procédure d'évaluation

Le but majeur d'une étude du potentiel géothermique d'une région n'est pas seulement la quantification de la chaleur en place (basé sur le champ de température plus ou moins bien défini), mais également l'évaluation de zones hydrothermales dont la chaleur est susceptible d'être exploitée. L'énergie totale disponible  $E_{tot}$  est définie par :

$$E_{tot} = \rho c_p \cdot \Delta T \cdot V$$

où  $\rho c_p$  est la chaleur spécifique de la roche,  $\Delta T$  la différence de température et  $V$  le volume du réservoir. L'énergie utilisable  $E_{ut}$  est définie par la quantité de fluide extrait pendant un temps  $dt$  :

$$E_{ut} = \int (\rho c_p)_f \cdot Q \cdot \Delta T \cdot dt$$

où  $(\rho c_p)_f$  est la chaleur spécifique du fluide et  $Q$  le débit extrait. La relation entre l'énergie utilisable et l'énergie totale disponible est exprimée par un facteur (recovery factor), qui est généralement maintenu constant dans tout le secteur étudié ou les unités lithologiques. Dans la pratique, cependant, l'exploitation géothermique dépend de la disponibilité des fluides dans le sous-sol, et les meilleurs résultats sont obtenus dans des zones avec des valeurs de transmissivité élevées. Un effort important a toujours été fourni par la recherche géothermique pour identifier ces zones, grâce à des analyses isotopiques, géochimiques ou géophysiques. Très souvent, ces zones hydrothermales se traduisent par une anomalie thermique décelable à faible profondeur déjà (Andenmatten and Kohl, 2003b; Kohl et al., 2000).

Les données géothermiques globales sont généralement interprétées sur la base de la loi de Fourier, qui relie les valeurs mesurées de conductivité thermique ( $\lambda$ ), de production de chaleur ( $A$ ), et le gradient de température  $\Delta T$  au flux de chaleur vertical. Au départ, les

champs de température à la surface ont été calculés par des approches 1D purement conductives (Rybach et al., 1980), plus tard l'effet de la circulation de fluides a été introduit en se basant sur l'analyse de Péclet 1D ou sur des effets 2D (Forster and Smith, 1989). Les perturbations thermiques liées à la topographie (Birch, 1950) et aux variations climatiques cycliques (Cermak and Bodri, 1995) ont également été évaluées, mais cela dans l'optique de les soustraire des données de température plutôt que d'en tenir compte simultanément. Dans un contexte comme l'Europe avec une morphologie prononcée, les interprétations 1D simples ne sont souvent pas suffisantes.

Le champ de la température doit être évalué en résolvant l'équation d'énergie thermique 3D suivante :

$$\rho_p \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla \cdot (\lambda \cdot \nabla T) - [\rho_p]_f \cdot \mathbf{v}_D \cdot \nabla T - A$$

*TRANSITOIRE    CONDUCTION    CONVECTION    SOURCE*

où  $t$  est le temps,  $\mathbf{v}_D$  la vitesse de Darcy et l'indice  $f$  désigne les paramètres du fluide dans le terme convectif. Dans un environnement alpin, un terme additionnel de soulèvement prenant en compte à la fois l'effet du soulèvement et de l'érosion a été ajouté (Kohl et al., 2001). Cette équation a été utilisée pour les simulations thermiques dans le Nord de la Suisse présentées ici. L'analyse thermique et hydraulique a été réalisée avec le code en éléments finis FRACTure, Flow, Rock And Coupled Temperature effects, (Kohl and Hopkirk, 1995). L'effet transitoire du dernier Age Glaciaire sur la température a également été pris en considération (Clauser et al., 1997).

Dans notre approche, les variations à grande échelle d'un modèle thermique purement conductif sont interprétées par une circulation de fluide dans la croûte supérieure. Concrètement, l'évaluation des ressources se base sur la différence entre le flux de chaleur régional, supposé purement conductif, et le flux de chaleur local perturbé.

### Variation du flux de chaleur local

Les simulations numériques sont effectuées dans les modèles géologiques locaux, en utilisant les données pétrophysiques moyennes mesurées pour chaque unité géologique. Concrètement, il s'agit de déterminer la valeur du flux de chaleur local à 5000m de profondeur qui ajuste les données de température mesurées avec des valeurs de conductivité réalistes. En plus du flux de chaleur, les paramètres pétrophysiques, en particulier la conductivité thermique, doivent également être testés et parfois modifiés. En effet, des valeurs mesurées ne sont pas disponibles pour tous les forages et se sont des mesures ponctuelles qui peuvent montrer une forte dispersion. Il est donc nécessaire d'effectuer des simulations avec différentes valeurs. La variation de la production de chaleur influence peu le champ de température, et n'a pas été modifiée.

En supposant une situation purement conductive, les températures simulées sont ajustées aux températures mesurées aux forages. Après un certain nombre de simulations, il est possible de distinguer les zones où le mécanisme de transfert de chaleur est conductif, c'est-à-dire les puits où les températures mesurées peuvent être ajustées par le modèle, des zones où il n'est pas possible d'obtenir un bon ajustement. Dans ces zones, l'écart entre les

températures calculées par un modèle purement conductif et les températures mesurées peut être un signe de convection.

La procédure est effectuée pour l'ensemble des forages du secteur où des données de température sont disponibles. On obtient ainsi une valeur de flux local pour chaque modèle. La différence entre le flux régional non perturbé et le flux local est ensuite utilisée pour l'évaluation des ressources.

Les variations du flux de chaleur local peuvent être interprétées par une circulation de fluide. En assumant une analyse 1D de Péclet simple (Bodmer and Rybach, 1985), la vitesse verticale de Darcy est estimée à partir de la variation du flux de chaleur vertical,  $q_1$  et  $q_2$ , avec  $q_1$  représentant le flux de chaleur régional conductif et  $q_2$  le flux de chaleur local conductif-convectif:

$$\ln\left(\frac{q_1}{q_2}\right) = (\rho c_p)_f \mathbf{v}_D / \lambda \cdot \Delta z \Rightarrow \mathbf{v}_D = \frac{\ln\left(\frac{q_1}{q_2}\right) \cdot \lambda}{(\rho c_p)_f \cdot \Delta z}$$

où  $\Delta z$  est la différence de profondeur entre  $q_1$  et  $q_2$ . Il est clair que la vitesse du fluide ne peut être calculée, que si une variation du flux de chaleur verticale significative existe. Cette évaluation fixe une limite inférieure aux propriétés estimées du réservoir, puisque des zones perméables avec un sens d'écoulement horizontal ne seraient pas identifiées. En outre, des anomalies thermiques peuvent être créées seulement pour des nombres de Péclet supérieurs à  $\sim 0.5$ . Selon la taille de réservoir, ceci implique des vitesses d'écoulement  $v_D > \sim 10^{-10}$  (m/s) (Smith and Chapman, 1983). Etant donné le peu de sites de production électrique géothermique dans des secteurs de basse température, cette approche est intéressante, puisqu'elle indique la plupart des emplacements montrant clairement un potentiel élevé (Andenmatten and Kohl, 2003b).

## 4 MODÉLISATION

La région étudiée a été divisée en 6 modèles locaux représentés sur la figure 7 suivante.

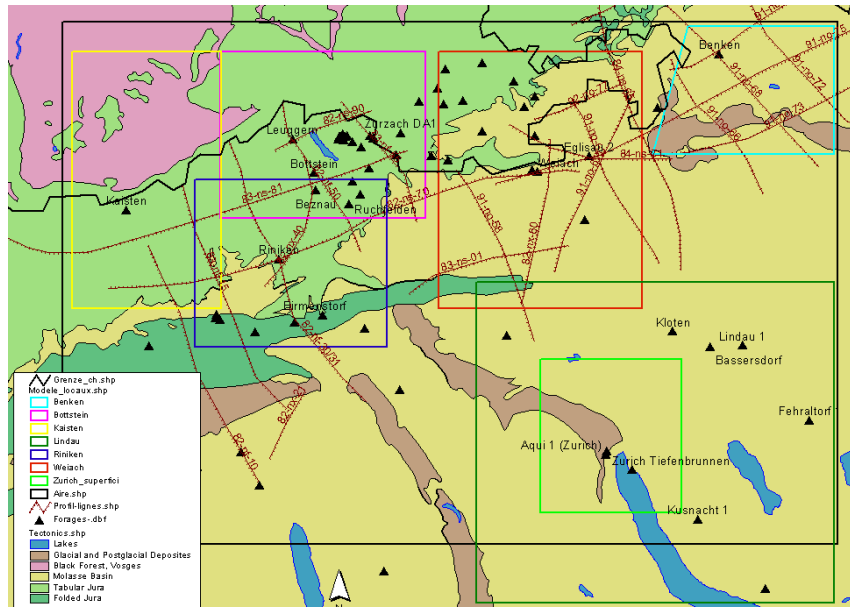


figure 7 : périmètre des modèles locaux (en couleurs) et du modèle régional (en noir) dans le contexte géologique régional, les forages sont représentés par des triangles noirs et les profils sismiques par des lignes. Les forages où des températures ont été mesurées sont nommés. Source des données géologiques : Provisional Data from GeoKarten500, © Swiss Geological Survey, Bern-Ittigen.

### 4.1 MODÈLE LOCAL DE BOETTSTEIN – LEUGGERN

#### Définition

Le modèle local de Bottstein–Leuggern est centré autour des forages de reconnaissance de Bottstein (coord. 659'341/268'556, alt. 347.5 m s. m) et de Leuggern (coord. 657'664/271'208, alt. 358.8 m s. m.). Les deux forages de reconnaissance ont été effectués par la NAGRA entre 1982 et 1983 pour Bottstein et entre 1984 et 1985 pour Leuggern. Le forage de Bottstein atteint une profondeur de 1500.9 m et celui de Leuggern 1689 m. Le modèle se situe dans le nord du canton d'Argovie, sur la frontière entre la Suisse et l'Allemagne. L'extension du modèle, illustré sur la figure 28, est de 16km (coord. 652'000 à 668'000) sur 13km (coord. 265'000 à 278'000), soit une superficie de 208km<sup>2</sup> et une profondeur de 5km.

#### Données

Les données géologiques sont issues pour les forages des rapports techniques de la NAGRA NTB 85-01 (Nagra, 1988), (Peters et al., 1986), NTB 85-01(Nagra, 1985), (Peters et al., 1989a), NTB 88-10 (Nagra, 1991b), de la campagne sismique 2D (Diebold et al., 1991) et de l'inventaire des propriétés géothermiques des forages de la NAGRA (COLENCO, 1995), ainsi que de (Schärli and Kohl, 2002) et du rapport NTB 85-01 (Nagra, 1988) pour les données de

température. La figure 8 montre la localisation des lignes sismiques et des forages utilisés pour la construction du modèle géologique. Tous les forages de Zurzach n'ont pas été pris en compte, car ils ne disposent pas tous d'un profil géologique. Des données de température sont disponibles pour les forages dont le nom est indiqué sur la figure 8.

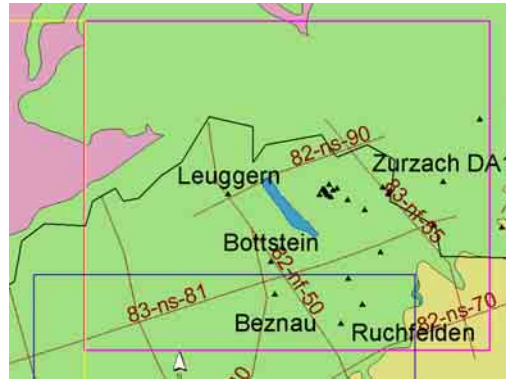


figure 8: périmètre du modèle local de Bottstein-Leuggern, localisation des lignes sismiques et des forages (triangles noirs), les forages où les données de température ont été prises en compte sont nommés. Pour la géologie, voir la figure 7.

### Aperçu géologique

Le modèle se situe en bordure nord du fossé permo-carbonifère, dans le Jura Tabulaire argovien. Les deux forages profonds de la NAGRA après avoir traversé la couverture sédimentaire mésozoïque ont directement atteint le socle cristallin, sans rencontrer de sédiments permo-carbonifères. Le bord nord du fossé se situe au sud des 2 forages, il est atteint par le forage de Ruckfeld à une profondeur de 720 m, L'épaisseur des sédiments mésozoïques diminue du Sud Est au Nord Ouest. Deux zones de failles profondes de direction NW–SE, les failles de Vorwald et de Zurzach marquent le cristallin dans la région. Leurs traces se perdent au niveau du fossé.

### Paramètres pétrophysiques

Boettstein : des données de conductivité thermique et la production de chaleur mesurées le long du forage sont disponibles pour les différents horizons (Nagra, 1985) et (Schärli and Kohl, 2002). Une valeur moyenne a été calculée pour chaque unité du modèle géologique. La figure 9 montre les valeurs ponctuelles mesurées et les valeurs de conductivité thermique moyennes pour les couches géologiques sur la droite de la figure.

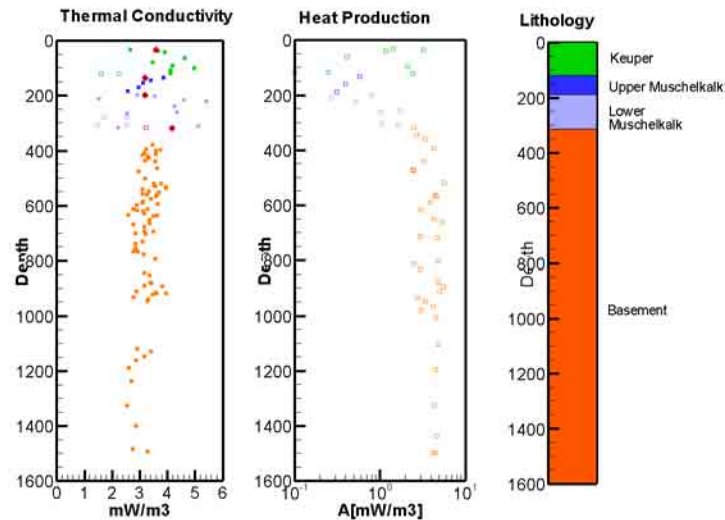


figure 9 : les points représentent les paramètres pétrophysiques mesurés au forage de Bottstein, pour le modèle une valeur moyenne a été calculée pour chaque unité géologique, représentée par les symboles «pleins».

Les valeurs de conductivité thermique dans la couverture sédimentaire montrent une très forte dispersion des données entre 1.5 et 5.1 (W/m.K) sur 27 échantillons. Ceci est dû à la répartition non homogène de minéraux caractérisés par des  $\lambda$  très différentes (Qz 7.7, Anhydrite 4.4, Dolomite 3.8, Calcite 2.8 ou encore Argile 2.0). Les données sont plus homogènes dans le cristallin (granite) entre 2.2 et 4.0 (W/mK) sur 83 échantillons.

Leuggern : les valeurs de conductivité thermique (Schärli and Kohl, 2002) présentent également une forte dispersion dans la couverture sédimentaire, entre 1.6 et 6.2 (W/m.K). La dispersion est plus importante dans le cristallin de Leuggern qu'à Bottstein, avec des valeurs entre 2.0 et 6.3 (W/m.K.), les valeurs du Gneiss ont une moyenne de 3.51 (W/m.K.), ce qui correspond plus ou moins avec Kaisten, mais est nettement plus élevé que les valeurs des Gneiss plus pauvre en quartz de Weiach (2.66 W/m.K). Il n'y a pas de données de production de chaleur mesurées.

## Température

Bottstein : trois logs de température ont été effectués après la fin du forage : 25.11.83, 1.12.83 et 11.1.84 (Nagra, 1988), des tests hydrauliques ont été menés en même temps que les deux premiers, ces données sont donc fortement perturbées. Le log du 1.11.1984 (Schärli and Kohl, 2002), effectué un mois et demi après les derniers tests hydrauliques, est en partie perturbé : la partie située au-dessus de 825m est marquée par des anomalies liées aux arrivées d'eau de zones avec une perméabilité plus élevée. Dans cette partie, les données ne peuvent pas être utilisées, en revanche, les données de température mesurées entre 825 et 1500 m sont fiables.

Leuggern : les données du log de 1985 (Schärli and Kohl, 2002) sont perturbées, car elles ont été mesurées en même temps que les tests hydrauliques (Nagra, 1988). En revanche, les mesures effectuées en 1987 (Schärli and Kohl, 2002) après une période de calme sont apparemment fiables et peuvent être considérées comme représentatives de la température de la roche (Nagra, 1988). Deux valeurs de mesures BHT sont également à disposition (Schärli and Kohl, 2002).

Dans le périmètre du modèle, des températures ont été mesurées dans les forages de Zurzach, Beznau et Ruckfeld (Schärli and Kohl, 2002). Les données du forage de Beznau (659'491/267'242, alt. 326 m s.m). de 322m de profondeur sont des données HRT apparemment légèrement perturbées proche de la surface. A Zurzach (663'825/271'400, alt : 346m s.m.) les données de température disponibles proviennent du puits n°3, d'une profondeur de 750m, elles sont apparemment fiables. Il n'y a pas d'information sur la qualité des données de température mesurées au forage de Ruchfelden (662'088/266'085, alt. 412m s.m.).

## **Modèle géologique**

Le modèle géologique construit est composé des unités géologiques suivantes :

- Couverture sédimentaire (Jurassique et Muschelkalk )
- Fossé Permo-Carbonifère
- Socle cristallin (unités cristallin et cristallin altéré)
- Zones de failles (Zurzach, Vorwal et bord du Permo-carbonifère).

Ces unités ont été définies par les intersections des surfaces du modèle structural, la partie supérieure de la figure 10 représente le modèle structural de Boettstein-Leuggern, avec les surfaces géologiques interpolées à partir des données sismiques et de forage. La partie inférieure de la figure 10 représente le modèle volumique obtenu, chaque zone limitée par une surface dans le modèle structural constitue une unité. Une section du modèle en éléments finis autour du forage de Boettstein est illustrée à la figure 11.

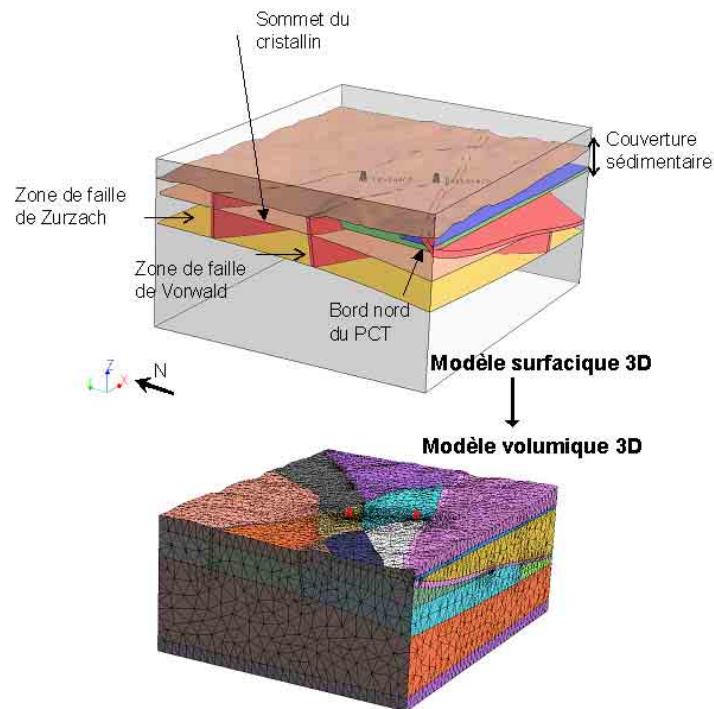


figure 10: Modèle structural de Bottstein-Leuggern, avec les structures et horizons géologiques principaux et transformation en un modèle volumique tétraédrique.

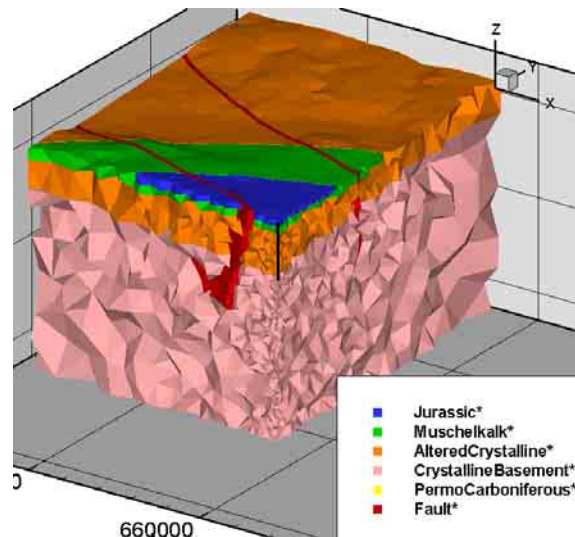


figure 11: Section du modèle à proximité du forage de Boettstein (représenté par le trait noir au centre). L'ombrage permet d'identifier les tétraèdres individuels dans le sous-sol, pour chaque unité géologique.

## Calculs numériques et discussion

La figure 12 montre le champ de température calculé pour le modèle local dans un cas purement conductif, l'influence de la topographie est bien visible.

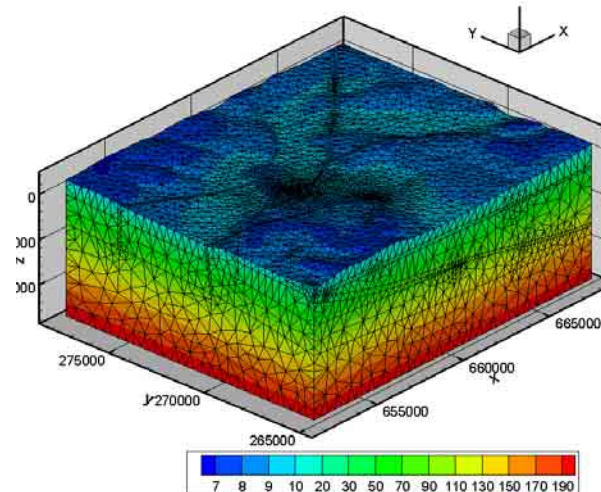


figure 12: Simulation numérique du champ de température dans un cas de conduction pure dans le modèle local de Boettstein-Leuggern.

Pour le calcul, des valeurs moyennes entre les paramètres mesurés à Boettstein et à Leuggern ont été introduites. La table 3 ci-dessous résume ces valeurs.

table 3 : paramètres pétrophysiques introduits dans le modèle

|             | $\lambda$ Boettstein | A Boettstein | $\lambda$ Leuggern | model01 | modelfinal |
|-------------|----------------------|--------------|--------------------|---------|------------|
| Keuper      | 3.59                 | 1.41         |                    | 3.60    | 3.6        |
| Muschelkalk | 3.18                 | 0.72         |                    | 3.20    | 3.1        |
| Cristallin  | 3.23                 | 4.16         | 3.54               | 3.40    | 3.3        |
| Permocarb.  |                      |              |                    | 3.14    | 3.14       |

Bien que le log de température mesuré au forage de Boettstein ne soit pas complet, la comparaison entre les données mesurées à Bottstein et à Leuggern, représentées sur la partie gauche de la figure 13, montre une différence de température supérieure à 5°C pour la même profondeur. Cet écart est difficile à expliquer avec un seul modèle conductif. Sur la partie droite de la figure 13, la courbe rouge représente la température calculée avec un flux de chaleur à la base du modèle (5km) de 100 [mW/m<sup>2</sup>] et les valeurs de  $\lambda$  du model final. La courbe s'ajuste très bien sur les données mesurées à Leuggern, mais pas sur celles de Bottstein.

En gardant les mêmes paramètres que pour le modèle précédent, mais en augmentant le flux de chaleur à 110 [mW/m<sup>2</sup>], représenté par la courbe bleue sur la figure 13, on s'approche la température BHT mesurée en tête de forage. Cependant, il est difficile d'ajuster à la fois les données moins profondes, température BHT mesurées à 400m et les températures mesurées en-dessous de 825m, comme le montre également les températures calculées avec un flux de 140 [mW/m<sup>2</sup>] (courbe en trait tillés bleue). La modification des paramètres pétrophysiques ne permet pas non plus d'ajuster les données mesurées à Boettstein. Il semble donc que si un modèle thermique purement conductif correspond bien au site de Leuggern, il ne permet pas d'expliquer les températures enregistrées à Boettstein.

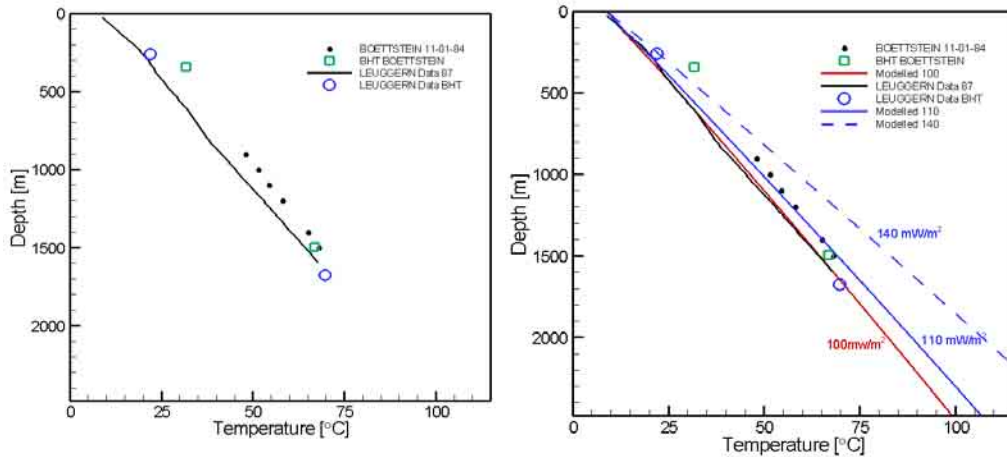


figure 13 partie gauche : données de température en fonction de la profondeur mesurées au forage de Leuggern (ligne) et Bottstein (points) et les valeurs de BHT mesurées, partie droite: simulation numérique et ajustement aux données avec, en rouge, température calculée avec un flux de  $100 \text{ mW/m}^2$ , en bleu trait plein, la température calculée avec un flux de  $110 \text{ mW/m}^2$  et en bleu trait tillés avec un flux de  $140 \text{ mW/m}^2$ .

Les trois profils mesurés sur le site des forages de Beznau, Zurzach et Ruckfeld (courbe en noir sur la figure 14) de températures sont cohérents entre eux, ils montrent tous un gradient de température très élevé proche de la surface (en moyenne  $> 6^\circ\text{C/km}$ ). Il diminue ensuite fortement dans les 200 premiers mètres de profondeur. Ce gradient très élevé est conforme aux anomalies de surfaces mesurées dans cette zone (Medici and Rybach, 1995). Le profil de température de Zurzach est également perturbé au niveau du Muschelkalk par des circulations d'eau. La température élevée des eaux du socle cristallin à Zurzach indique une origine profonde. Les analyses hydrochimiques ont montré une composition chimique et isotopique identique pour les eaux de Zurzach et de Boettstein (Schmassmann et al., 1984).

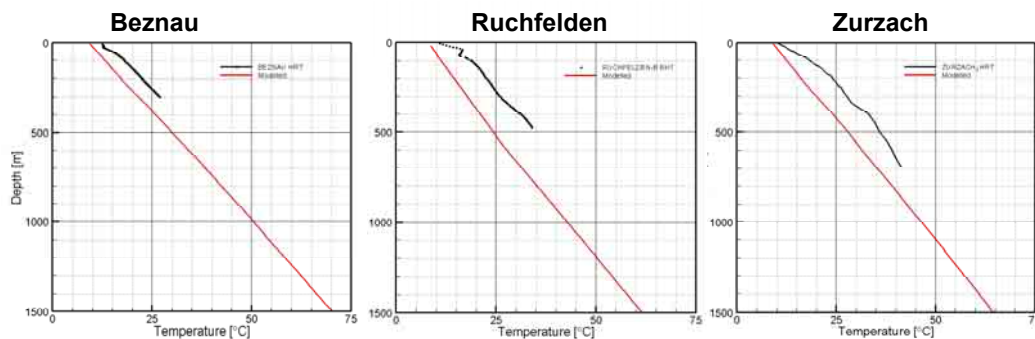


figure 14: Profil de températures mesurées (en noir) respectivement aux forages de Beznau, Ruckfelden et Zurzach et températures calculées (en rouge) avec un flux de base de  $100 \text{ mW/m}^2$ .

Ainsi, les températures mesurées sur le site des forages de Beznau, Zurzach et Ruckfeld sont apparemment fortement perturbées par la convection liée aux aquifères du Muschelkalk supérieur et surtout du Cristallin. Les températures calculées avec le modèle local, qui s'ajuste aux données de Leuggern en pure conductivité, ne permet pas d'expliquer les températures mesurées aux trois forages, que se soit avec un flux de  $100 \text{ mW/m}^2$ , comme le montre la figure 14, de  $110 \text{ mW/m}^2$  ou de  $140 \text{ mW/m}^2$ . Aucun de ces forages ne peut être

expliqué par un modèle purement conductif. Ces résultats sont importants pour la compréhension du régime thermique dans la région.

Les données de température mesurées au forage de Leuggern peuvent être parfaitement ajustées par un modèle numérique purement conductif avec un flux de chaleur de base de **100[mW/m<sup>2</sup>]**. Les conditions de mesure de ces données (Nagra, 1991b), permettent de considérer ces résultats comme une référence pour la valeur du flux au niveau du forage de Leuggern. En revanche pour les données mesurées à Bottstein, il faut une autre explication, les hypothèses suivantes ont été émises :

- Perturbations régionales : le flux de chaleur (à la base) est plus élevé, lié à des cellules de convections régionales par exemple. Cette hypothèse ne s'accorde pas avec les valeurs BHT mesurées à Bottstein, (cf figure 13), ni avec les profils de températures des forages de Beznau, Zurzach et Ruchfelden.
- Convection : Les données hydrogéologiques (Peters et al., 1986) montrent que l'eau remonte (charge hydraulique supérieure en profondeur), il serait donc possible d'avoir une diminution du gradient lié à des remontées d'eau. Ce mouvement ascendant de l'eau est favorisé à la fois par le système de faille bordant le fossé permo-carbonifère et des failles profondes (failles hercyniennes) se terminant dans le fossé. En effet, le cristallin, sous le fossé permo-carbonifère, bien que peu perméable à cette profondeur peut être fracturé, en particulier au contact avec le fossé permo-carbonifère (zone plus fortement fracturée et altérée) et finalement il peut être relativement plus perméable que les sédiments permo-carbonifères. Les eaux remontent le long des bords altérés du fossé jusqu'à la zone exutoire du Rhin. Les profils de températures des forages de Zurzach, Beznau et Bottstein s'alignent assez bien sur une courbe synthétique avec l'hypothèse de convection dans le cristallin. Ceux-ci se situent les trois en bordure du fossé permo-carbonifère et/ou sur des zones de failles hercyniennes.

L'hypothèse d'une zone de convection s'accorde bien avec les caractéristiques géologiques et hydrogéologiques régionales. Cette hypothèse sera reprise et étendue dans la partie synthèse des modèles locaux.

## 4.2 MODÈLE LOCAL DE WEIACH

### Définition

Le modèle local de Weiach se situe autour du forage de reconnaissance de Weiach (coord. 676744/268168, alt. 368.7 m s. m). Le forage de Weiach est le deuxième des forages de reconnaissance profonds du programme de la NAGRA, il a été effectué entre 1983 et 1985. Le site se trouve près du Rhin sur le territoire de la commune de Weiach, dans le canton de Zürich, à environ 3 km à l'ouest de Glattfelden. Le forage atteint une profondeur de 2482m. Il a traversé l'ensemble des sédiments du Mésozoïque du permo-carbonifère et se termine dans le socle cristallin. L'extension du modèle, illustré sur la figure 19, est de 15km (coord. 670-685'000) sur 20km (coord.258-278'000), soit une superficie de 300km<sup>2</sup> et une profondeur de 5km.

## Données

Les données géologiques sont issues pour le forage des rapports techniques de la NAGRA NTB 88-08 (Nagra, 1989) et des campagnes sismiques 2D (Diebold et al., 1991; Naef et al., 1995) et de l'inventaire des propriétés géothermiques des forages de la NAGRA (COLENCO, 1995), ainsi que de (Schärli and Kohl, 2002) et du rapport technique 85-10 (Nagra, 1988) pour les données de température. La localisation des lignes sismiques et du forage est illustrée sur la figure 15.

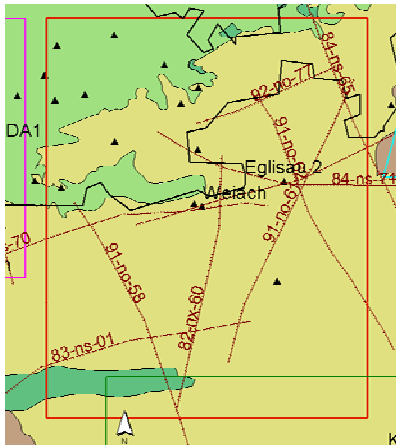


figure 15: périmètre du modèle local de Weiach, localisation des lignes sismiques et des forages (triangles noirs), les forages où les données de température ont été prises en compte sont nommés. Pour la géologie, voir la figure 7.

## Aperçu géologique

Le modèle est centré sur le fossé permo-carbonifère central de Weiach, le site du forage se trouve directement au-dessus du bord nord du fossé, qui s'enfonce profondément dans le socle cristallin. Le forage de Weiach a permis pour la première fois de prouver l'existence de ce fossé, après les séries sédimentaires du Mésozoïque, il traverse d'abord une série de grès et de limons permien et ensuite une série de grès et d'argiles du carbonifère supérieur contenant du charbon. Au-dessous, le cristallin a été rencontré à partir de 2020m de profondeur seulement. A l'avant du bassin molassique, dans la partie nord du modèle les séries jurassiques du Malm et du Dogger affleurent successivement.

## Paramètres pétrophysiques

Des données de conductivité thermique et de la production de chaleur mesurées le long du forage sont disponibles pour les différents horizons (Nagra, 1989 et Schärli and Kohl, 2002). Une valeur moyenne a été calculée pour chaque unité du modèle géologique. La figure 16 montre les valeurs ponctuelles mesurées et les valeurs moyennes pour chaque couche géologique illustrée sur la droite de la figure. Il faut relever la forte dispersion de la conductivité thermique dans le carbonifère, des valeurs de l'ordre de 1 [W/mK] sont mesurées, valeurs très basses caractéristiques des niveaux de charbons, alors que la valeur moyenne est de pratiquement 3 [W/mK]. Cette valeur moyenne doit donc être considérée avec prudence.

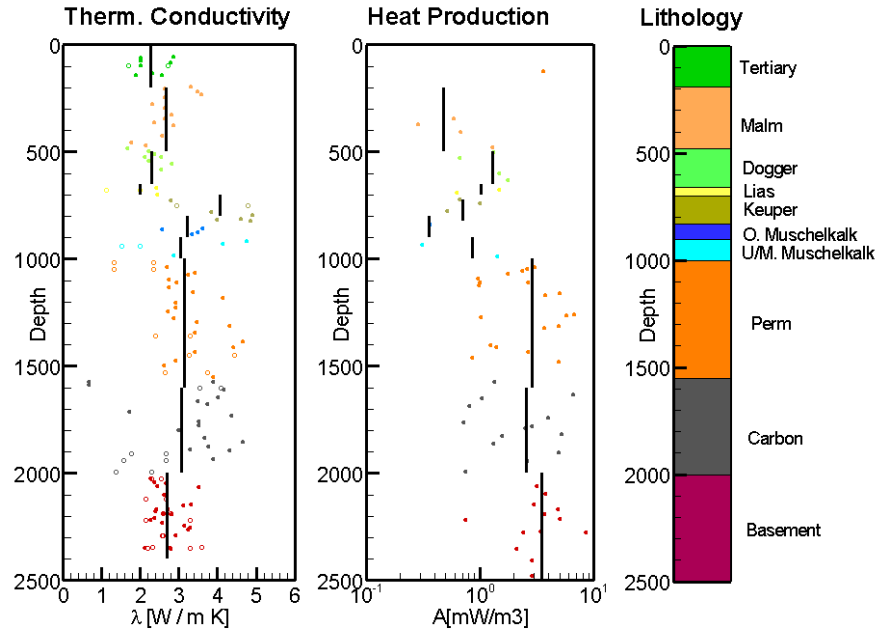


figure 16 : les points représentent les paramètres pétrophysiques mesurés au forage de Weiach, pour le modèle une valeur moyenne a été calculée pour chaque unité géologique représentée sur la droite de la figure.

### Température

Parmi les nombreux logs de température effectués, le log du 8.02.84 (Schärli and Kohl, 2002), n'est pas fiable, car les données sont perturbées par des circulations d'eau (Nagra, 1988). Le log du 24.01.85 (Schärli and Kohl, 2002) a été mesuré après une période d'arrêt des activités de forage de plus de 6 mois (Nagra, 1988), il peut donc être considéré comme représentatif de la température de la roche encaissante. Une autre mesure de température est disponible dans le périmètre du modèle, une mesure de température BHT au forage d'Eglisau (coord. 680'800/269'875) (Schärli and Kohl, 2002).

### Modèle géologique

Le modèle géologique construit est composé de 12 différentes unités géologiques :

- Couverture sédimentaire (Molasse, Malm, Dogger, Keuper-Lias, Muschelkalk inférieur et supérieur)
- Fossé Permo-Carbonifère (unités du Permien et du Carbonifère)
- Socle cristallin (unités cristallin et cristallin altéré)
- Structures (zone de faille du bord du PCT et chevauchement dans le Jura)

Ces unités ont été définies par les intersections des surfaces du modèle structural, la partie supérieure de la figure 17 représente le modèle structural de Weiach, avec les surfaces géologiques interpolées, à partir des données sismiques et de forage.

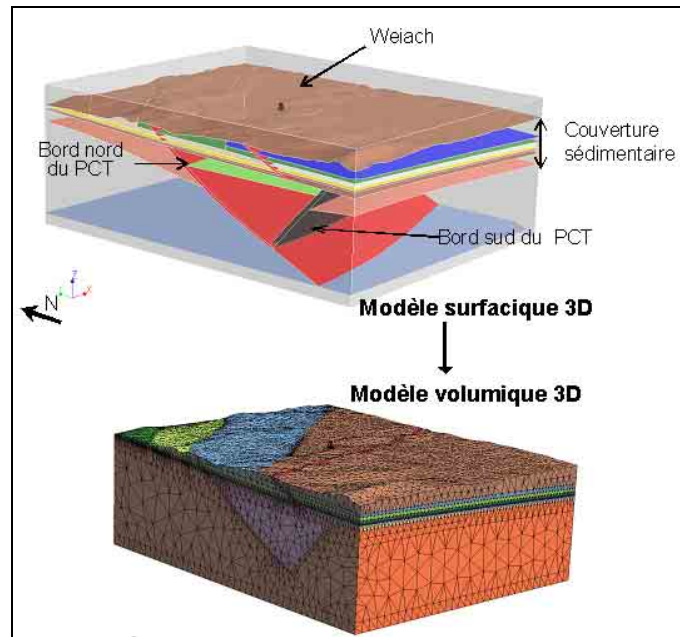


figure 17 : Modèle structural de Weiach, avec les structures et horizons géologiques principaux et transformation en un modèle volumique tétraédrique.

La partie inférieure de la figure 17 représente le modèle volumique obtenu, chaque zone limitée par une surface dans le modèle structural constitue une unité. Le modèle est constitué de 116'000 points et de 335'000 tétraèdres, garantissant une parfaite connectivité entre les différentes unités. Les valeurs moyennes de conductivité thermique et de production de chaleur présentés plus haut ont été attribuées à chaque unité.

### Calculs numériques et discussion

Une première simulation numérique a été effectuée avec les valeurs moyennes des paramètres pétrophysiques mesurées, qui correspondent aux valeurs du modèle de départ dans le tableau suivant. Dans l'ensemble, les températures simulées en introduisant les paramètres ( $\lambda$  et  $A$ ) mesurés dans le forage dans le modèle, représentées par la courbe bleue sur la figure 18 s'ajustent bien aux températures mesurées en considérant un flux de chaleur à la base du modèle de 110 [mW/m<sup>2</sup>]

Dans le détail, le log de température mesuré montre un changement important du gradient de température, représenté sur la figure 19, entre le Permien et le Carbonifère. Le gradient dans la série charbonneuse est très élevé, il est estimé à 69°C/km (COLENCO, 1995), ceci est lié à la présence de niveaux charbonneux, en effet, le charbon peut avoir des valeurs de conductivité thermique ( $\lambda$ ) très basses comprises entre 0.2 et 0.8 W/m.K (Schön, 1983). La valeur moyenne de  $\lambda = 3.0$  (W/m.K) introduite pour le carbonifère ne permet pas d'ajuster les valeurs de température mesurée, il faut prendre en compte l'anisotropie. La courbe et le gradient simulés, illustrés en rouge sur la figure 18 et sur la figure 19, montre qu'avec une valeur de  $\lambda_{\text{carbonifère}}$  à 1,9 (W/m.K) pour le carbonifère les températures simulées s'ajustent nettement mieux. La table 4 présente le détail des paramètres introduits pour les deux modèles.

L'écart observé au niveau du Malm est certainement lié à des circulations d'eau. Finalement, en diminuant également quelque peu la  $\lambda$  du muschelkalk inférieur et avec de légères modifications de la  $\lambda$  des autres unités, la courbe de température mesurée et les variations du gradient peuvent être bien reproduits par la simulation, au niveau de la couverture sédimentaire, comme le montre la figure 18.

table 4 : paramètres pétrophysiques introduits dans le modèle de Weiach

|                     | $\lambda$ Modèle de départ (W/m.K) | A Model final (mW/m <sup>3</sup> ) | $\lambda$ Modèle final (W/m.K) |
|---------------------|------------------------------------|------------------------------------|--------------------------------|
| USM                 | 2.3                                | 0.5                                | 3                              |
| Malm                | 2.7                                | 0.62                               | 2.8                            |
| Dogger              | 2.3                                | 1.28                               | 2.1                            |
| Lias/Keuper         | 3.4                                | 0.82                               | 3.5                            |
| o.Muschelkalk       | 3.2                                | 0.36                               | 3.2                            |
| Unterer Muschelkalk | 3.0                                | 0.86                               | 2.5                            |
| Perm                | 3.1                                | 2.86                               | 3.1                            |
| Karbon              | 3.1                                | 2.54                               | 1.9                            |
| Cristallin_alt      | 2.7                                | 3.51                               | 2.7                            |
| Cristallin          | 2.7                                | 3.51                               | 2.7                            |

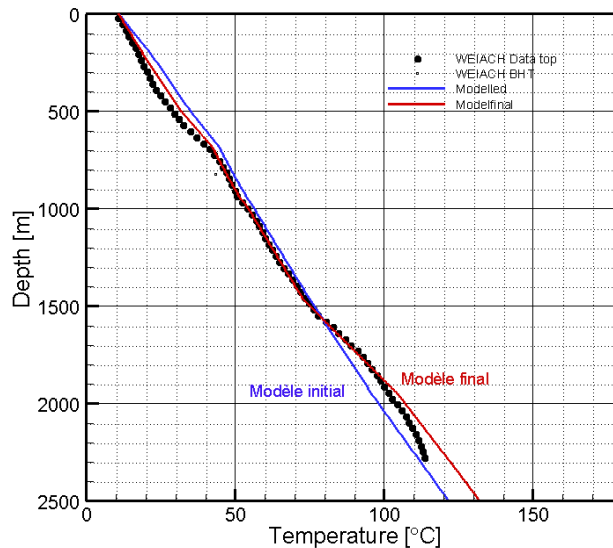


figure 18 : Comparaison entre les données de températures mesurées (en noir) et simulées en fonction de la profondeur. La courbe bleue illustre la température du modèle de départ et en rouge la température du modèle ajusté.

Une caractéristique du log de température mesurée, importante à relever, est la diminution du gradient à l'interface entre les sédiments Permo-carbonifères et le cristallin.

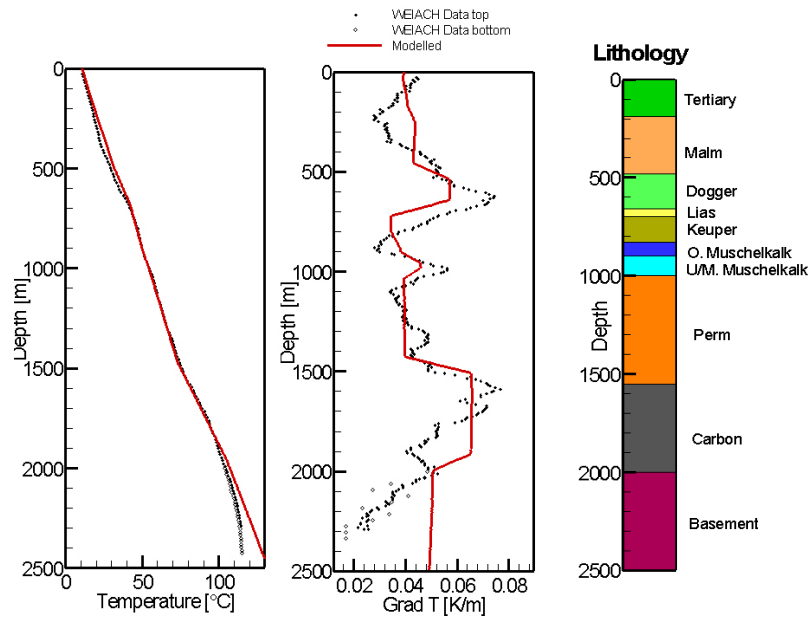


figure 19: Sur la partie de gauche, comparaison entre les températures mesurées (en noir) et simulées (en rouge) au forage de Weiach. Au centre, comparaison entre le gradient de la température mesurée et simulée en fonction de la profondeur. A droite, log lithologique en fonction de la profondeur.

Au niveau du cristallin, le log de température mesurée est nettement inférieur aux températures simulées : le gradient à l'interface entre les sédiments permocarbonifères et les sédiments carbonifères diminue fortement. La courbe de température et le gradient mesuré ne peuvent pas être ajustés par le modèle en introduisant des valeurs réalistes.

La comparaison avec les températures mesurées au forage d'Eglisau est difficile, car nous ne disposons que d'une seule valeur de mesure BHT (à 423m de profondeur). Toutefois, la température mesurée en ce point se trouve à 2°C de la courbe modélisée (figure 20), ce qui au vu de l'échelle du modèle géologique peut être considéré comme satisfaisant.

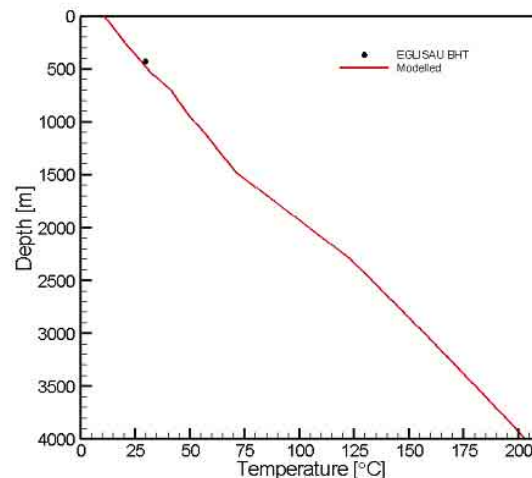


figure 20: Comparaison entre la température mesurée à Eglisau (en noir) et simulée à Eglisau (en rouge).

Les données de température mesurées peuvent être très bien ajustées pour la couverture sédimentaire avec un flux de chaleur de base de **110 mW/m<sup>2</sup>**. En revanche, la diminution du gradient à l'interface entre les sédiments et le cristallin ne peut pas être expliquée par un modèle purement conductif. Un autre processus doit entrer en jeu, les hypothèses suivantes doivent être approfondies.

- Convection : la diminution du gradient est un signal caractéristique d'un réservoir ; des circulations d'eau dans cette partie du cristallin pourrait entraîner une diminution du gradient.
- Effet de barrière thermique du carbonifère : la conductivité thermique très basse du charbon constitue une barrière thermique qui se traduit par une hausse de la température de 10°C.

Dans un futur modèle couplé conduction-advection, il s'agit d'effectuer de nouvelles simulations intégrant ces deux processus, tout en tenant compte de la faible conductivité hydraulique mesurée dans le cristallin et l'absence d'information sur une éventuelle direction d'écoulement.

### 4.3 MODÈLE LOCAL DE RINIEN

#### Définition

Le modèle local de Riniken est centré autour du forage de reconnaissance de Riniken (coord. 656'604/261'779, alt. 385.1 m s. m). Il est situé sur le territoire de la commune de Riniken, dans le canton d'Argovie. Il a atteint une profondeur de 1800m. L'extension du modèle, illustré sur la figure 21 est de 15km (coord. 650'000-665'000) sur 13km (coord.255'000-268'000), soit une superficie de 208km<sup>2</sup> et une profondeur de 5km.

#### Données

Les données géologiques sont issues pour les forages des rapports techniques de la NAGRA (Matter et al., 1987) et NTB 88-09 (Nagra, 1990) et de la campagnes sismique 2D (Diebold et al., 1991), ainsi que de (Schärli and Kohl, 2002) et du rapport technique 85-10 (Nagra, 1988) pour les données de température. La localisation des lignes sismiques et des forages est illustrée sur la figure 21.

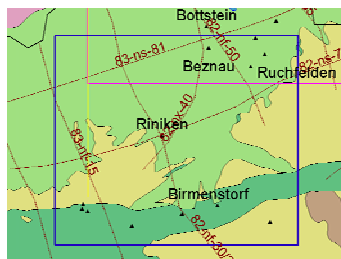


figure 21: périmètre du modèle local de Riniken, localisation des lignes sismiques et des forages (triangles noirs), les forages où les données de température ont été prises en compte sont nommés. Pour la géologie, voir la figure 7.

## **Aperçu géologique**

Le modèle est centré sur le fossé Permo-carbonifère, le site du forage se trouve au-dessus du fossé. Le forage de Riniken a traversé après 800m de couverture mésozoïque, près de 1000m de sédiments du fossé permo-carbonifère, il descend jusque dans le Rotliegendes. Le socle cristallin n'a pas été atteint, d'après les mesures sismiques, il se trouverait à plus de 5000m de profondeur. Dans la partie sud, la couverture sédimentaire est plissée et marquée par les chevauchements du Jura plissé.

## **Paramètres pétrophysiques**

Des données de conductivité thermique ont été mesurées dans le Permien (Matter et al., 1987; Schärli and Kohl, 2002), pour les unités du Mésozoïque des valeurs moyennes entre les valeurs mesurées à Bottstein et à Weiach ont été considérées. La production de chaleur a été calculée à partir des données de concentration (ppm), (Bücker and Rybach, 1996) et de densité disponibles pour le permien et pour les autres unités des valeurs moyennes des forages de Bottstein et de Weiach ont été prises.

## **Température**

Plusieurs sets de données très variables entre eux sont disponibles. Les données les plus récentes sont plus régulières et moins perturbées. Les différents logs mesurés en 1983 et le log du 28.02.84 (Schärli and Kohl, 2002) sont perturbés, ils ont été effectués en même temps que des tests hydrauliques (Nagra, 1988). Les logs de température du 25.07.84 (mesurés après 6 mois de repos) et le log du 24.11.84 (mesurés après une période d'inactivité de pratiquement 10 mois) constituent des données fiables (Nagra, 1988). Seules les mesures du 24.11.84 sont disponibles (Schärli and Kohl, 2002). Deux mesures BHT non perturbées ont également été relevées et montrent une bonne correspondance avec les données du log (Schärli, 2002).

Dans le périmètre du modèle, des températures ont été mesurées dans les forages de Birnenstorf, Beznau et Ruchfelden (Schärli and Kohl, 2002). Les données du forage de Beznau (659'491/267'242, alt. 326 m s.m.) de 322m de profondeur sont des données HRT, elles semblent perturbées proche de la surface. Les températures du forage de Birnenstorf (660'049/ 257'455, alt : 344m s.m.) d'une profondeur de 214m seulement sont apparemment peu fiables. Il n'y a pas d'information sur la qualité des données de température mesurées au forage de Ruchfelden (662'088/266'085, alt. 412m s.m.).

## **Modèle géologique**

L'incertitude sur la profondeur du Cristallin et le contact entre le Permien et le Carbonifère dans le périmètre, en l'absence de données de forage, ont conduit à la construction de deux modèles géologiques. Le modèle de Weiach a démontré l'influence de la couche carbonifère, caractérisée par une conductivité thermique très basse, sur le champ de température. Il est donc nécessaire d'en tenir compte : un premier modèle géologique traite le fossé permo-carbonifère comme une seule unité avec les valeurs mesurées dans le Permien, dans un deuxième modèle le fossé a été divisé en deux parties (Permien et Carbonifère). Sur la base des données sismiques une carte des isohypses de la base du Permien a été élaborée (Diebold et al., 1991). Elle est estimée à une profondeur d'environ 2500-3000m à la hauteur

du forage de Riniken. La position de la surface du sommet du carbonifère dans le modèle est à considérer avec prudence de même que le toit du socle cristallin.

Le Jura plissé dans la partie sud du modèle a été simplifié en deux chevauchements qui «limitent» la zone plissée. Le Muschelkalk inférieur agit comme niveau de décollement, son épaisseur et de ce fait très variable. La figure 22 montre les simplifications des plis et chevauchements du Jura effectuées lors de la digitalisation des profils. Pour construire le modèle tétraédrique, la faible épaisseur de certaines zones et les structures en biseau sous les chevauchements, nous ont obligé à simplifier encore cette zone. Ces simplifications n'ont qu'une faible influence sur le champ de température en profondeur. Toutefois, cette partie devrait être reprise et modélisée avec plus de précision, dans un modèle moins profond, pour l'étude des aquifères du Malm et du Muschelkalk supérieur. Cette zone de chevauchement constitue une barrière nord-sud pour l'aquifère du Muschelkalk.

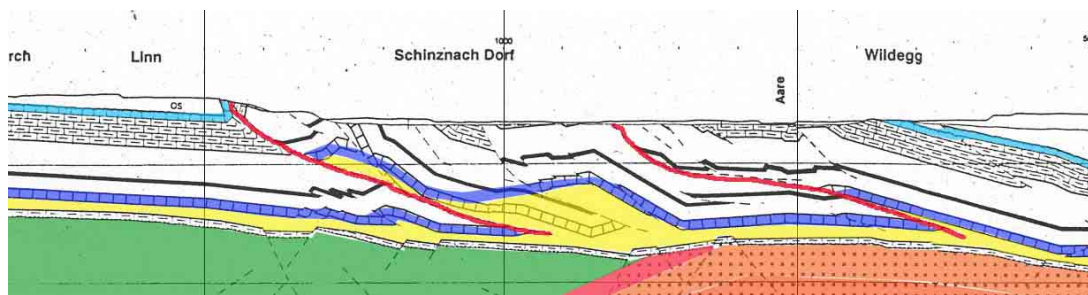


figure 22: Partie du profil Nord-Sud 83-NF-15 montrant les simplifications effectuées, avec en bleu les aquifères du Malm et du Muschelkalk supérieur, en jaune le niveau de décollement du Muschelkalk inférieur et en rouge les chevauchements nord et sud. A la hauteur du profil, le chevauchement sud se situe au dehors des limites du modèle local de Riniken.

Les modèles géologiques sont constitués respectivement de 10 et de 11 matériels différents, délimités par les surfaces du modèle structural visible sur la figure 23. Soit :

- Couverture sédimentaire (Malm, Dogger, Lias-Keuper, Muschelkalk supérieur et inférieur)
- Fossé Permo-Carbonifère, divisé en deux pour un des modèles avec les unités du permien et du carbonifère.
- Socle cristallin (unités cristallin et cristallin altéré)
- Zones de failles du bord du fossé permo-carbonifère.
- Chevauchements du Jura.

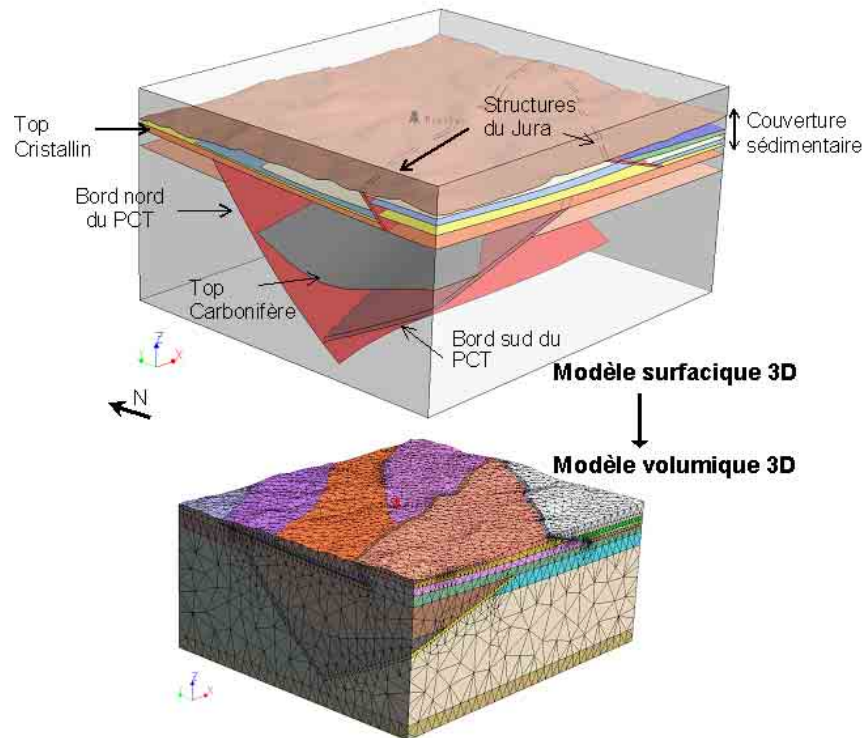


figure 23: *Modèle structural de Riniken, avec les structures et horizons géologiques principaux et transformation en un modèle volumique tétraédrique.*

La partie supérieure de la figure 23 représente le modèle structural de Riniken avec le sommet du carbonifère. La partie inférieure représente le modèle volumique obtenu, chaque zone limitée par une surface dans le modèle structural constitue une unité.

### **Calculs numériques et discussion**

Une première simulation a été effectuée avec les paramètres pétrophysiques mesurés dans le Permien de Riniken et les valeurs moyennes des données mesurées à Weiach et à Bottstein. Les valeurs pour chaque unité sont listées dans table 5 ci-dessous.

table 5 : paramètres pétrophysiques introduits dans le modèle de Riniken

| Unité            | $\lambda$ (W/mk) modèle initial | A (mW/m <sup>3</sup> ) modèle initial | $\lambda$ (W/mk) modèle final |
|------------------|---------------------------------|---------------------------------------|-------------------------------|
| Malm             | 2.7                             | 0.5                                   | 2.7                           |
| Dogger           | 2.3                             | 1.3                                   | 2.1                           |
| Lias Keuper      | 2.9                             | 1.1                                   | 2.5                           |
| Muschelkalk sup. | 3.2                             | 0.4                                   | 3.2                           |
| Muschelkalk inf. | 3.1                             | 0.9                                   | 2.8                           |
| Permien          | 3.3                             | 3.7                                   | 3.5                           |
| Carbonifère      |                                 |                                       |                               |
| Cristallin       | 2.8                             | 3.7                                   | 2.8                           |

La température mesurée au forage de Riniken varie en fonction des unités géologiques traversées, la figure 24 montre, à gauche, la température mesurée en fonction de la profondeur (en noir) et au centre le gradient (en noir, gradient de la température mesurée). Le gradient de température met cette variation en évidence et le profil géologique à droite permet d'observer la corrélation entre les variations de gradient et les changements de lithologie. Les données BHT mesurées, 42.5°C à 622m et 76.5°C à 1607m, (Schärli and Kohl, 2002) montrent une bonne correspondance avec les températures du log. La température maximum atteinte est de 79°C.

D'une manière générale, l'écart entre les températures calculées avec les données de conductivité thermique et de production de chaleur du modèle initial et les données mesurées est faible, dans le modèle final seule la conductivité thermique ( $\lambda$ ) du Lias est plus faible et celle du Permien légèrement plus élevée, les valeurs sont présentées dans le tableau précédent. Comme l'illustre la figure 24, l'ajustement des températures avec le modèle final (courbe rouge) est bon pour les données BHT, pour le log de température, il est satisfaisant le long de la couverture, en revanche, les températures calculées sont légèrement inférieures au sein du Permien, mais on retrouve des valeurs similaires à la base du Permien.

Dans le détail, l'ajustement des températures est moins bon au niveau :

- la variation au sein du Dogger, passage du Dogger supérieur aux argiles à Opalines est marqué par une forte augmentation du gradient, lié à la conductivité en général très basse des argiles à Opalines. Le Dogger étant défini par une seule unité dans le modèle géologique, cette variation ne peut pas être reproduite par le modèle.
- la variation entre le Lias et le Keuper. Le gradient de température montre une diminution aux alentours de 500m de profondeur, ce qui correspond à l'interface entre le Lias et le Keuper. Dans le modèle les deux horizons constituent une seule unité avec une valeur de  $\lambda$  moyenne. La valeur de  $\lambda$  du Lias/Keuper est relativement basse (2.5 W/mk) par rapport à Boeststein ou à Weiach, mais il n'est pas possible d'ajuster les données de température avec des valeurs similaires.
- les variations du gradient au sein du Permien ne peuvent pas être modélisées, car la conductivité ( $\lambda$ ) est constante pour l'ensemble de l'unité dans le modèle. Il n'est donc pas possible de prendre en compte les variations locales dues à des changements lithologiques ou à des circulations d'eau.

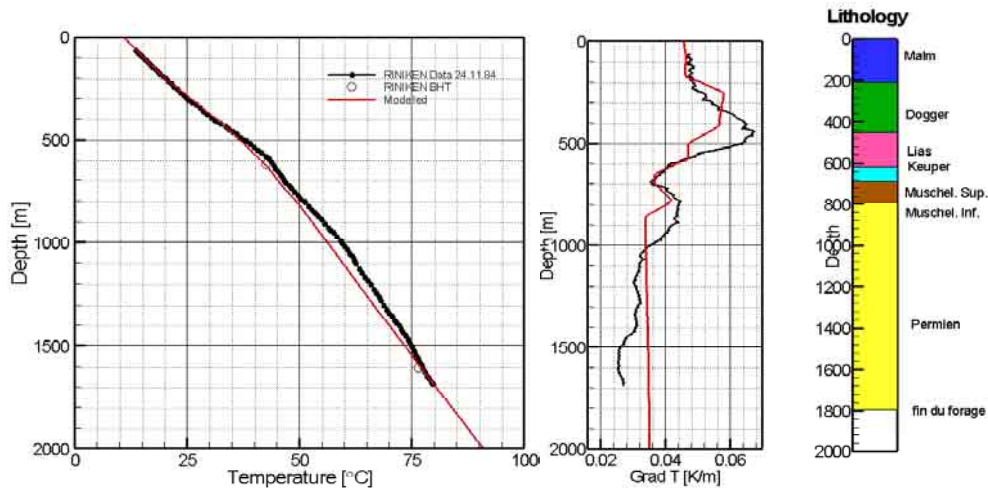


figure 24: partie de gauche, température en fonction de la profondeur mesurée (en noir) et simulée (en rouge) au forage de Riniken, au centre, gradient de température en fonction de la profondeur (en noir mesuré et en rouge simulé) et à gauche, profil géologique le long du forage.

Dans l'ensemble le modèle final avec un flux de chaleur de base de  $100 \text{ [mW/m}^2\text{]}$  permet d'ajuster les données de températures mesurées au forage de Riniken.

La comparaison avec la température mesurée dans le forage de Birmenstorf, illustrée sur la figure 25, du fait de la faible profondeur de ce forage n'apporte pas vraiment d'informations supplémentaires. Toutefois, nous pouvons observer que, mis à part l'écart au niveau du Muschelkalk, dû certainement à des arrivées d'eau, les températures mesurées s'alignent sur le modèle, l'ordre de grandeur est donc correct. La comparaison avec les forages de Beznau et Ruchfelden montre également que l'ordre de grandeur est bon, hormis les variations importantes dans la partie supérieure du forage (données de température perturbées), l'écart est entre  $1$  et  $2^\circ\text{C}$  à la base du forage. Cette différence est relativement satisfaisante au vu de la précision du modèle géologique et des données de température.

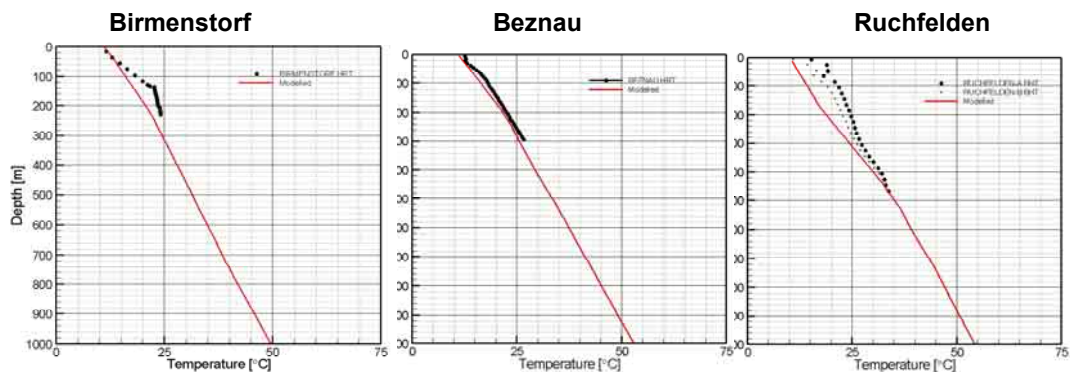


figure 25: Profil de températures mesurées (en noir) respectivement aux forages de Birmenstorf, Beznau et Ruchfelden et températures calculées (en rouge) avec un flux de base de  $100 \text{ [mW/m}^2\text{]}$ . Les données de température mesurées au forage de Ruchfelden sont perturbées à faible profondeur.

Le modèle local de Weiach a montré l'influence du niveau carbonifère et de l'interface entre le cristallin et les sédiments sur le champ de température. En effet, la profondeur et les propriétés du cristallin sous les sédiments du fossé, ainsi que la présence et l'épaisseur du carbonifère, constituent des paramètres dont il faut tenir compte dans le modèle de Riniken également. En se basant sur les données sismiques, le remplissage inférieur (carbonifère) a été introduit dans un deuxième modèle. Les paramètres physiques des différentes unités sont inchangés et pour la couche de charbon, les valeurs du modèle de Weiach ont été utilisées ( $\lambda = 1.9 \text{ W/m.K}$ ).

Les résultats de la modélisation, illustrés sur la figure 26, montre qu'il est possible d'ajuster les températures mesurées avec un flux de chaleur à la base de  $110 \text{ mW/m}^2$ . Nous observons que l'effet barrière thermique du niveau de charbon n'influence pratiquement pas le champ de température dans les couches supérieures. En revanche, la différence de température entre les deux modèles en profondeur est importante, la température calculée à  $5000\text{m}$  est d'environ  $200^\circ\text{C}$  dans le premier et de plus de  $225^\circ\text{C}$  dans le second, ce qui fait un écart de plus de  $25^\circ\text{C}$ .

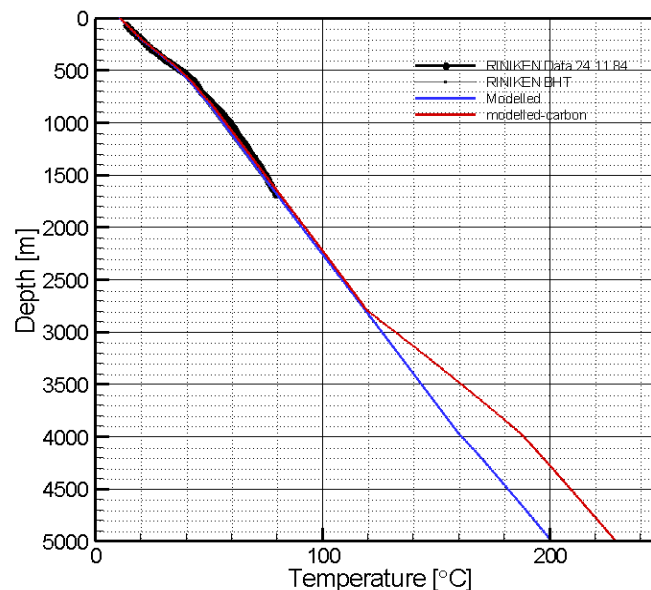


figure 26: Comparaison entre la température calculée avec une couche carbonifère avec un flux de chaleur de  $110 \text{ [mW/m}^2]$  (courbe rouge) et sans couche carbonifère avec un flux de chaleur de  $100 \text{ [mW/m}^2]$  (courbe bleue), et la température mesurée (en noir).

Les données de températures mesurées au forage de Riniken peuvent être ajustées par un modèle purement conductif avec un flux de chaleur à la base du modèle de  $100 \text{ [mW/m}^2]$ . Toutefois, l'introduction d'un niveau charbonneux, caractérisé par une faible conductivité, permet d'ajuster les données mesurées avec un flux de base de  $110 \text{ [mW/m}^2]$ . Ce résultat est basé sur un certain nombre d'hypothèses, notamment l'épaisseur de cette couche, la profondeur de l'interface avec le cristallin et les propriétés du cristallin. Chacun de ces paramètres a une influence le champ de température. Ainsi, la courbe de température obtenue, illustrée sur la figure 26, ne représente qu'une solution possible. Il faudrait, à l'image du modèle de Weiach, parallèlement à l'effet de barrière thermique du Carbonifère, analyser l'influence d'une éventuelle convection dans la partie supérieure du Cristallin. Ces résultats

montrent que la température en profondeur peut varier de manière non négligeable dans la région, sans que ceci soit nécessairement visible en surface et dans les couches supérieures.

#### 4.4 MODÈLE LOCAL DE KAISTEN

##### Définition

Le modèle local de Kaisten est centré sur le forage profond de Kaisten (coord. 644'641/265'623 alt. 320.4 m s.m.). Le forage atteint une profondeur de 1306m. Le modèle se situe dans le nord du canton d'Argovie, sur la frontière entre la Suisse et l'Allemagne. L'extension du modèle, illustré sur la figure, est de 12km (coord. 640'000-652'000) sur 20km (coord. 258'000-278'000), soit une aire de 240 km<sup>2</sup>.

##### Données

Les données géologiques sont issues des rapports techniques de la NAGRA (Nagra, 1991a; Peters et al., 1989b; Thury et al., 1994), de l'inventaire des propriétés géothermiques des forages de la NAGRA (COLENCO, 1995) et de la campagne sismique 2D (Diebold et al., 1991), ainsi que de (Schärli and Kohl, 2002) et du rapport technique 85-10 (Nagra, 1985) pour les données de température. La localisation des lignes sismiques et du forage est illustrée sur la figure 27.

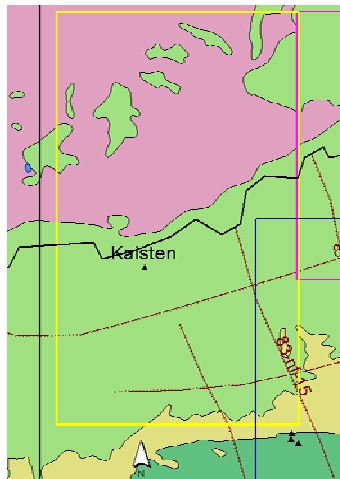


figure 27: Périmètre du modèle local de Kaisten, localisation des lignes sismiques et des forages (triangles noirs), les forages où les données de température ont été prises en compte sont nommés. Pour la géologie, voir la figure 7.

##### Aperçu géologique

Le modèle est centré sur la bordure Nord du Jura Tabulaire Argovien, avec dans la partie Sud le Jura Tabulaire et au Nord le Cristallin du massif de la Forêt Noire. Le bord du fossé Permo-carbonifère profond se situe au sud du modèle, des dépôts permien de faible épaisseur (épaules du fossé) s'étendent au nord au-delà du bord du fossé. Le forage traverse la couverture sédimentaire, des dépôts permien et une tranche d'environ 1000 m du socle cristallin. Il se trouve dans le prolongement méridional de la faille normale d'Eggberg. Cette

dernière, avec la zone de failles de Vorwald, orientées WNW-ESE subdivise en compartiments le cristallin au sein du modèle. Le cristallin dans cette zone est marqué par une forte altération hydrothermale. La figure permet de visualiser les caractéristiques géologiques du modèle local.

### Paramètres pétrophysiques

Des données de conductivité thermique ont été mesurées le long du forage de Kaisten (Peters et al., 1989b; Schärli and Kohl, 2002), ces valeurs illustrées sur la figure 28, montrent une forte dispersion.

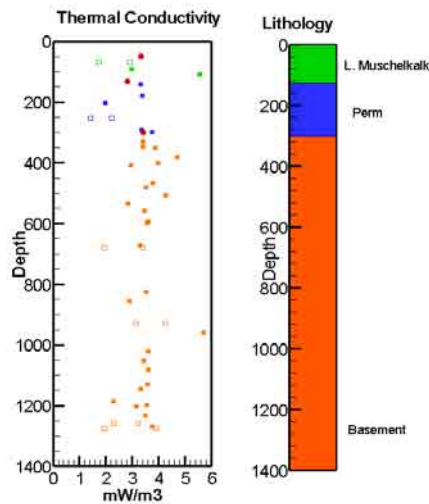


figure 28 : données de conductivité thermique mesurées et moyenne et profil géologique le long du forage de Kaisten.

La conductivité thermique des échantillons individuels dans le cristallin varie entre 2.29 et 5.07 W/mK. La valeur moyenne de 3.40 W/m.K est à considérer avec prudence. Ces écarts peuvent être attribués à des variations dans la composition de la roche, en particulier dans la teneur en quartz. La production de chaleur a été calculée à partir des données de concentration (ppm) et de densité disponibles (Bücker and Rybach, 1996).

### Température

Deux valeurs de mesures BHT fiables sont disponibles (Schärli and Kohl, 2002). Parmi les logs de température relevés, bien que deux d'entre eux aient été effectués après une période de repos, tous sont perturbés par des circulations d'eau (Nagra, 1988). Nous disposons de températures HT ajustées et des données BHT. Il n'y a pas de mesures de température d'autres forages au sein du périmètre.

### Modèle géologique

Le modèle géologique construit est composé des unités géologiques suivantes :

- Couverture sédimentaire (Muschelkalk inférieur et supérieur)

- Sédiments Permo-Carbonifère
- Socle cristallin (cristallin, cristallin altéré et une zone perméable)
- Zones de failles (Eggberg, Vorwald et bord du Permo-carbonifère).

La figure 29 représente le modèle structural avec les surfaces limitant les différentes unités. Le cristallin a été divisé selon sa perméabilité en une zone altérée proche de la surface (~ 600 premiers mètres), une zone perméable (~ entre 940 et 1190m) et le cristallin. En l'absence de données, les dépôts permo-carbonifères ont été introduits en une seule unité. La partie inférieure de la figure représente le modèle volumique obtenu avec 37 parties découpées par les surfaces du modèle structural. Ces parties ont été attribuées à une des unités géologiques du modèle.

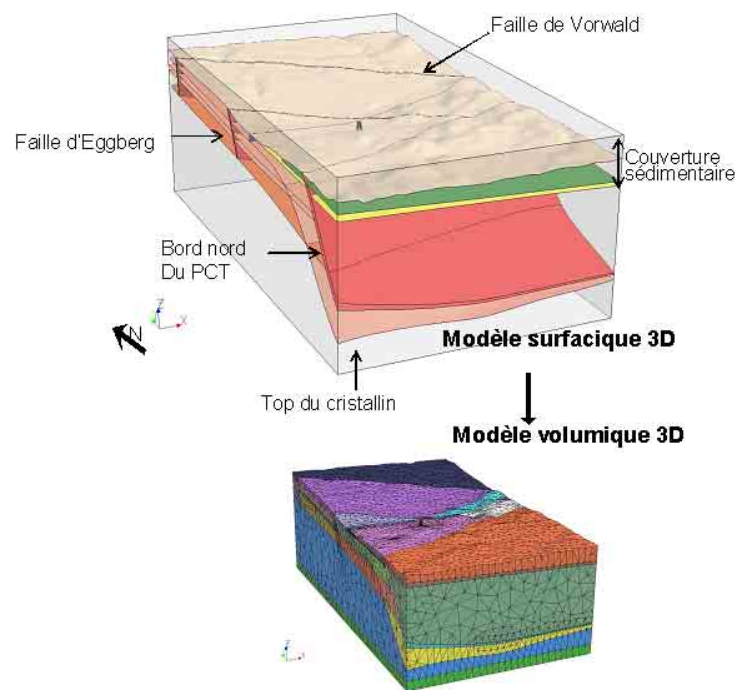


figure 29: *Modèle structural de Kaisten, avec les structures et horizons géologiques principaux et transformation en un modèle volumique tétraédrique.*

### Calculs numériques et discussion

Une série de simulations numériques a été effectuée sans prendre en compte le niveau aquifère (cas purement conducteur), donc sans distinction entre les différentes unités du cristallin. Les températures calculées avec les moyennes des données pétrophysiques mesurées, résumées dans la table 6 ci-dessous, s'ajustent très bien aux valeurs de température BHT en considérant un flux de chaleur de base de 110 [mW/m<sup>2</sup>]

table 6 : Paramètres pétrophysiques mesurés au forage de Kaisten

| Unités            | $\lambda$ mesurée (W/m.K) |
|-------------------|---------------------------|
| Muschelkalk sup.  | 3.2                       |
| Muschelkalk inf.  | 2.6                       |
| Permo-carbonifère | 2.8                       |
| Cristallin        | 3.4                       |

Les deux données BHT de 25°C à 322m et de 57.5°C à 1246m (Schärli and Kohl, 2002) donnent un gradient de 47°C/km pour la couverture sédimentaire et de 35°C/km pour le cristallin. La figure 30 montre les valeurs BHT et HT (en noir) mesurées au forage de Kaisten, les irrégularités du profil HT sont liés aux zones de venues d'eau, et en rouge, le profil de température calculé parfaitement aligné sur les valeurs BHT.

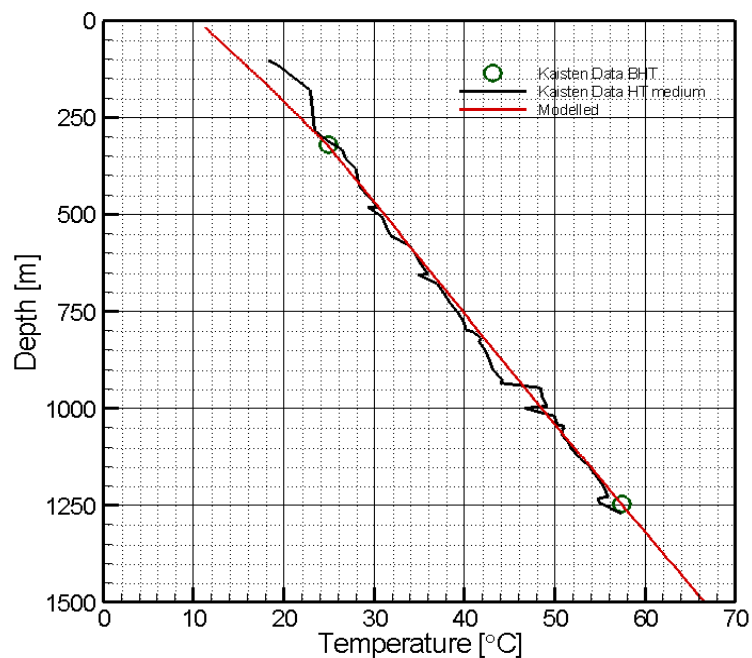


figure 30: Profil de température mesurées (HT en noir et BHT cercles verts) et calculées (en rouge) avec un flux de 110 mW/m<sup>2</sup> en fonction de la profondeur.

Les données de température peuvent être ajustées par un modèle purement conductif avec un flux de chaleur de base de **110 [mW/m<sup>2</sup>]**. Le manque de fiabilité des données mesurées demande de considérer ce résultat avec prudence, d'autant plus qu'il n'y a pas d'autres forages avec des données de température au sein du périmètre permettant de confirmer cette valeur. D'une manière générale, le champ de température est perturbé dans cette zone par la proximité du fossé permo-carbonifère, la conductivité hydraulique du cristallin et les circulations d'eau.

## 4.5 MODÈLE LOCAL DE BENKEN

### Définition

Le modèle local de Benken se situe autour du forage de reconnaissance de Benken (coord. 690'988/277'842, 404.3 m. s. m) effectué par la NAGRA en 1994, il est situé sur la commune de Benken dans le Weinland zürichoïse. Le forage a atteint une profondeur de 1007m ; il a traversé l'ensemble des sédiments mésozoïques et atteint le cristallin. L'extension du modèle, illustré sur la figure 12, est de 15km (coord. 685'000-700'000) sur 10km (coord. 270'000-280'000), soit une superficie de 150km<sup>2</sup> et une profondeur de 5km.

### Données

Les données sont issues des rapports techniques de la NAGRA sur le forage NTB 00-01 (Nagra, 2001) et les campagnes sismiques 2D (Naef et al., 1995) et 3D (Birkhäuser et al., 2001), ainsi que de (Schärli and Kohl, 2002) pour les données de température. La localisation des lignes sismiques et du forage est illustrée sur la figure 31.

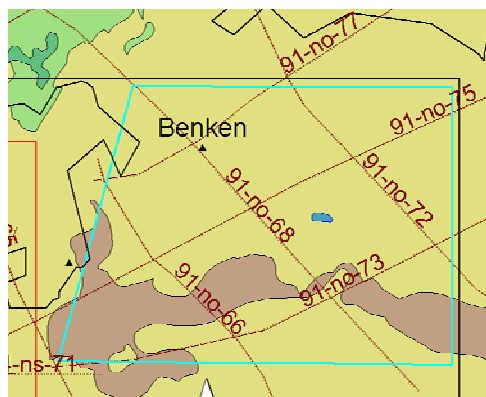


figure 31: périmètre du modèle local de Benken et localisation des lignes sismiques et des forages (triangles noirs), les forages où les données de température ont été prises en compte sont nommés. Pour la géologie, voir la figure 7.

### Aperçu géologique:

La région est située dans un domaine tectoniquement calme, en bordure nord du bassin molassique. Cette région est caractérisée par une stratification très peu perturbée, la couverture sédimentaire plonge sous les dépôts tertiaires avec une pente d'environ 3 à 5° vers le SE. La seule grande zone faillée est la zone de Neuhausen. Le forage de Benken a montré qu'en ce point le mésozoïque est directement sur le socle cristallin, la bordure nord du fossé permo-carbonifère se situe donc au sud du forage.

### Paramètres pétrophysique :

Des mesures de conductivité thermique ont été effectuées uniquement dans les argiles à Opalines (Schärli and Kohl, 2002), pour les autres horizons géologiques une valeur moyenne issue des autres forages a été prise pour le modèle de départ. De même pour les données de production de chaleur, une valeur moyenne a été calculée des autres forages.

## Température

Le log de température du 28.6.99 (Schärli and Kohl, 2002) a été mesuré après 2 mois de pause et peut être considéré comme fiable jusqu'à une profondeur de 803m. En dessous, les températures mesurées ne sont pas à l'équilibre (entre roches et eau de rinçage), mais celles-ci ont été corrigées et ajustées (Nagra, 2001) Les données de température à disposition sont fiables et peuvent servir de référence pour l'ajustement du modèle et la détermination du flux de chaleur local.

## Modèle géologique

Le modèle géologique est constitué de 11 matériels différents, délimités par les surfaces du modèle structural.

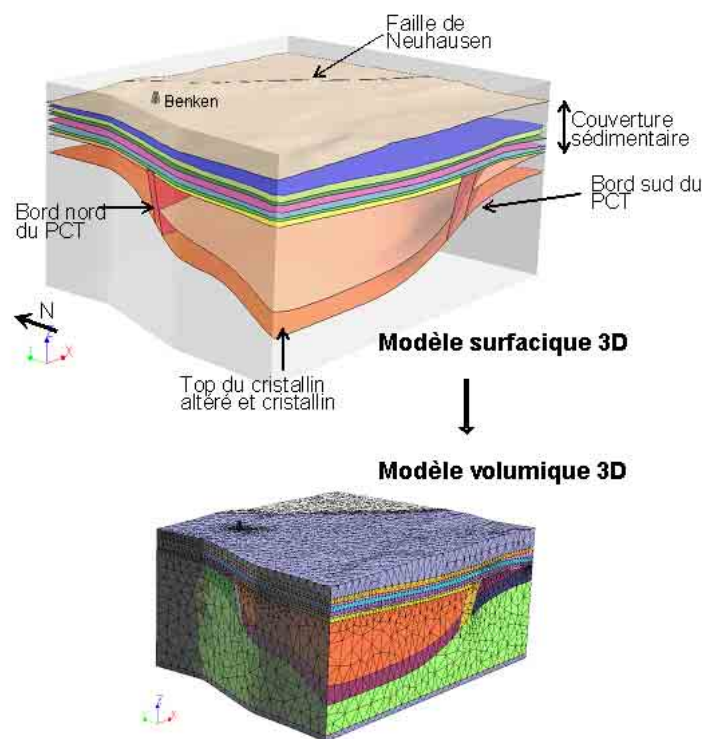


figure 32: *Modèle structural de Benken, avec les structures et horizons géologiques principaux et transformation en un modèle volumique tétraédrique.*

La partie supérieure de la figure 32 représente le modèle structural de Benken avec les surfaces géologiques interpolées à partir des données sismiques et du forage de Benken. Le forage de Benken se situe au Nord du fossé permo-carbonifère, dans une zone peu perturbée.

Une fois toutes les contraintes appliquées au modèle structural, le modèle tétraédrique peut être généré. La partie inférieure de la figure 32 représente le modèle volumique obtenu, chaque zone limitée par une surface dans le modèle structural constitue une unité. Pour chaque classe de matériel, une valeur moyenne pour les paramètres conductivité thermique et de production de chaleur ont été attribuée. Ces valeurs sont présentées dans le chapitre suivant simulation numérique.

## Calculs numériques et discussion

En l'absence de données de conductivité thermique ( $\lambda$ ) et de production de chaleur (A) mesurées, une première simulation du champ thermique est effectuée avec les valeurs moyennes d'autres forages. Des simulations numériques ont été effectuées en variant  $\lambda$  et le flux thermique à la base du modèle (à 5000 m de profondeur) afin d'ajuster au mieux les températures mesurées au forage de Benken. Le log de température mesuré est caractérisé par d'importants changements de gradient en fonction de la profondeur. D'une manière générale, les formations riches en argiles ( $\lambda$  faible) du Dogger et du Keuper montrent un gradient de température élevé et les aquifères du Malm et Muschelkalk un gradient plus faible. Le gradient de température au sein de la molasse, du malm et du muschelkalk est de l'ordre d'environ  $3^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ , alors qu'il atteint une valeur maximale de pratiquement  $8^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  dans les Argiles à Opalines, le log de température mesurée et le gradient sont représentés sur la figure 33 suivante.

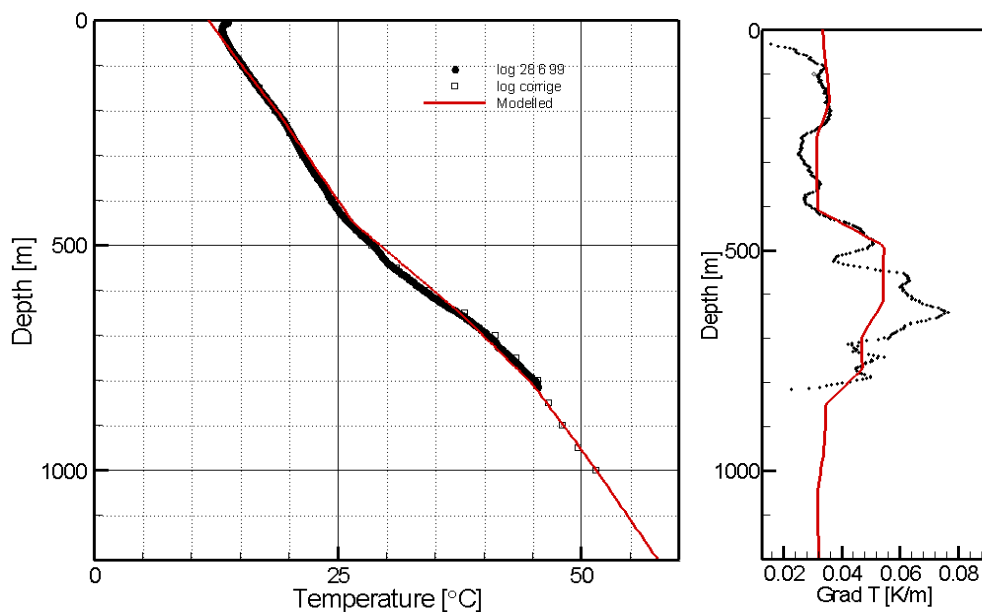


figure 33: la partie de droite présente la température en fonction de la profondeur avec en noir les températures mesurées et en rouge les températures simulées. La partie de gauche montre le gradient de température en fonction de la profondeur.

table 7 : Paramètres pétrophysiques introduits dans le modèle de Benken

| Benken              | $\lambda$ mesurée<br>(W/m.K) | $\lambda$ modèle 08<br>(W/m.K) | $\lambda$ modèle 09<br>(W/m.K) | $\lambda$ mod. final<br>(W/m.K) |
|---------------------|------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|---------------------------------|
| Molasse             |                              | 2.7                            | 2.8                            | 2.8                             |
| Upper Malm          |                              | 3                              | 3                              | 3.2                             |
| Lower Malm          |                              | 2.9                            | 3                              | 3.1                             |
| Dogger              | 2.08                         | 2                              | 1.7                            | 1.8                             |
| Lias/Keuper         |                              | 1.7                            | 1.4                            | 2.1                             |
| Upper Muschelkalk   |                              | 3.2                            | 2.6                            | 2.9                             |
| Lower Muschelkalk   |                              | 3.6                            | 3.2                            | 3                               |
| Permo-Carboniferous |                              | 3.1                            | 3.1                            | 3.1                             |
| Altered Crystalline |                              | 3.4                            | 3.4                            | 3.2                             |
| Crystalline         |                              | 3.4                            | 3.4                            | 3.2                             |

Le gradient de température dans les argiles à Opalines est difficile à ajuster avec les valeurs de  $\lambda$  mesurée, comme le montre sur la figure 33 la courbe du modèle 08. La table 7 résume les valeurs de conductivité thermique qui ont été considérées pour ajuster les températures, avec deux exemples de simulation avec des valeurs légèrement différentes. Finalement le modèle permet de très bien reproduire les températures mesurées au niveau du forage avec un flux de chaleur à la base de  $90 \text{ mW/m}^2$  et les valeurs de  $\lambda$  du modèle final. La figure 33 montre la courbe de température et le gradient calculé en comparaison avec celui mesuré.

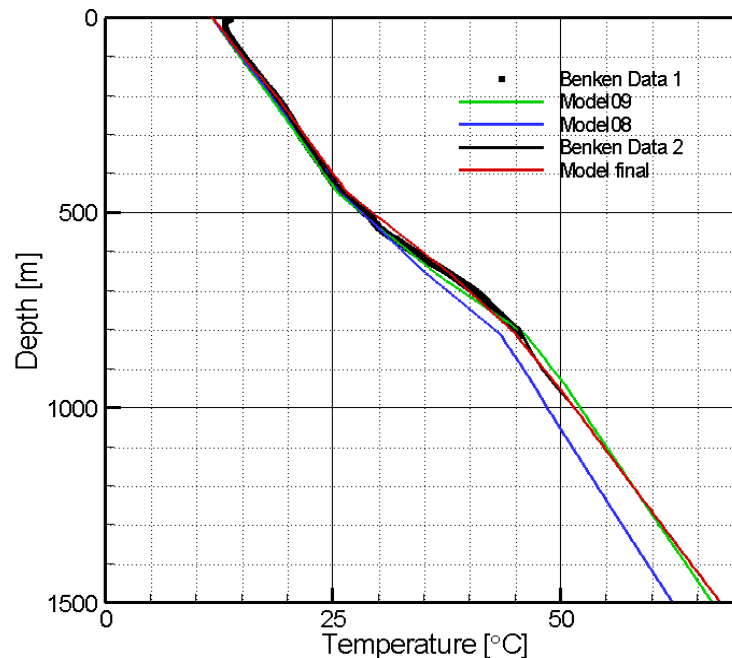


figure 34: Courbes de température simulées pour différentes valeurs de conductivité.

Les données de température mesurées au forage de Benken peuvent être parfaitement ajustées par un modèle numérique purement conductif avec un flux de chaleur de base de **90  $\text{mW/m}^2$** . L'excellente qualité de ces données autorise de considérer ces résultats comme une référence pour la valeur du flux local (au niveau du forage de Benken).

## 4.6 MODÈLE LOCAL DE LINDAU

### Définition

Le modèle local de Lindau se situe dans le canton de Zürich, son extension est de 28 km (coord. 672'000-700'000) sur 25 km (coord. 235'000-260'000), soit une aire de 700 km<sup>2</sup>. Le périmètre du modèle est représenté sur la figure 35.

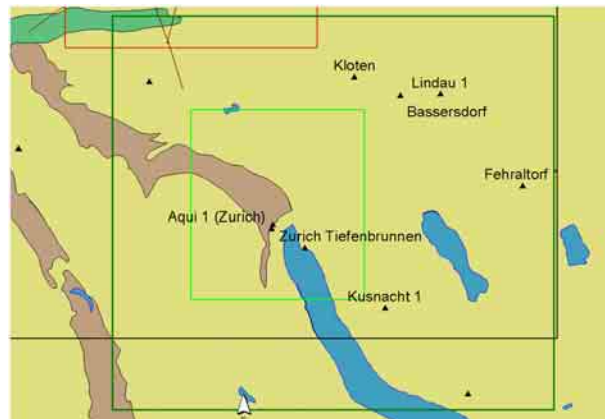


figure 35: périmètre du modèle local de Lindau en rouge localisation des lignes sismiques et des forages (triangles noirs), les forages où les données de température ont été prises en compte sont nommés. Pour la géologie, voir la figure 7. Le périmètre du modèle superficiel (chapitre 6) est représenté en vert clair.

### Données

Les données proviennent principalement de la littérature (Blaser et al., 1994; Bolliger, 1999; Büchi et al., 1961) et des forages d'une profondeur supérieures à 200 m situés au sein du périmètre :

- Kusunacht : coord. 689'296/241'485, alt. 642 m s.m et profondeur de forage: 2693 m,
- Lindau : coord. 692'815/255'098, alt. 516 m s.m., prof. 2377 m,
- Fehrltorf : coord. 698'060/249'230, alt. 522m s. m. et prof. 940 m,
- Bassersdorf : coord. 690'280/255'000, alt. 456 m s. m. et prof. 800 m,
- Tiefenbrunnen : coord. 684'200/245'350, alt. 408m s. m. et prof. 722 m,
- Kloten : coord. 687'350/256'200, alt. 444 m s. m. et prof. 380 m,
- Aqu : coord. 682'125/246'490, alt. 419 m s. m. et prof. 500m,
- Furthal : coord. 674'350/255'890, alt. 420 m s. m. et prof. 205m.

Nous n'avons pas de données sismiques pour cette zone.

## Aperçu géologique

Le modèle se situe dans le bassin Molassique Tertiaire, l'épaisseur des sédiments molassiques augmentent du NW en direction du SE, en raison du plongement de la couverture mésozoïque dans cette direction. Ainsi, l'épaisseur de la Molasse est inférieure à 200m à Weaich, situé au nord à l'extérieur du modèle, de 1660 m à Lindau et elle atteint 2600 m à Küssnacht. Le forage de Lindau est le seul à pénétrer le socle cristallin à la profondeur de 2365 m et constitue la seule information à disposition sur le cristallin dans le périmètre. La zone est caractérisée par une structure simple.

## Paramètres pétrophysiques

Des valeurs de conductivité thermiques ont été mesurées au forage de Bassersdorf et dans la partie supérieure (Molasse) du forage de Lindau (Schärli and Kohl, 2002). Celles-ci ont des valeurs identiques pour les différentes unités de la Molasse, soit les valeurs moyennes suivantes:  $\lambda_{OSM} = 2.5 \text{ W/m.K}$ ,  $\lambda_{OMM} = 3.5 \text{ W/m.K}$  et  $\lambda_{USM} = 2.5 \text{ W/m.K}$  ( $\lambda_{USM}$  mesurée à Bassersdorf uniquement). En l'absence de mesures pour les horizons situés sous la Molasse et pour la production de chaleur, ce sont les valeurs moyennes des autres modèles qui ont été considérées pour le modèle.

## Température

Des mesures de température existent pour les forages de Lindau, Küssnacht, Tiefenbrunnen, Bassersdorf, Kloten et Fehraltorf (Schärli and Kohl, 2002). Celles-ci sont de qualité variable, en effet, les forages de Lindau et de Küssnacht sont des forages pétroliers réalisés dans les années 60, les conditions de mesures des températures étant inconnues, ces données ne sont pas fiables. En revanche, les températures mesurées aux forages géothermiques de Bassersdorf, Kloten et Fehraltorf et au forage pour des eaux thermales de Tiefenbrunnen peuvent être considérées comme fiables.

## Modèle géologique

Les surfaces du modèle géologique ont été interpolées à partir des données de forages uniquement. Le modèle structural est simple, il n'y a pas de structures de premier ordre ou de discontinuité au sein du périmètre. L'épaisseur des couches de la couverture mésozoïque est approximative, car seul le forage de Lindau qui traverse toute la couverture sédimentaire et atteint le socle, fournit des données précises.

Le modèle géologique construit est composé des trois ensembles suivants, divisés en 8 unités géologiques:

- Bassin molassique Tertiaire (OSM, OMM et USM)
- Couverture sédimentaire (Malm, Dogger, LiasKeuper et Muschelkalk)
- Socle cristallin

Ces unités ont été définies par les surfaces du sommet des horizons, la partie supérieure de la figure représente le modèle structural avec les surfaces géologiques interpolées à partir

des données de forage. La partie inférieure de la figure 36 représente le modèle volumique obtenu, chaque zone limitée par une surface dans le modèle structural constitue une unité. La faible épaisseur de certaines couches par rapport à l'extension du modèle se traduit par un maillage très variable.

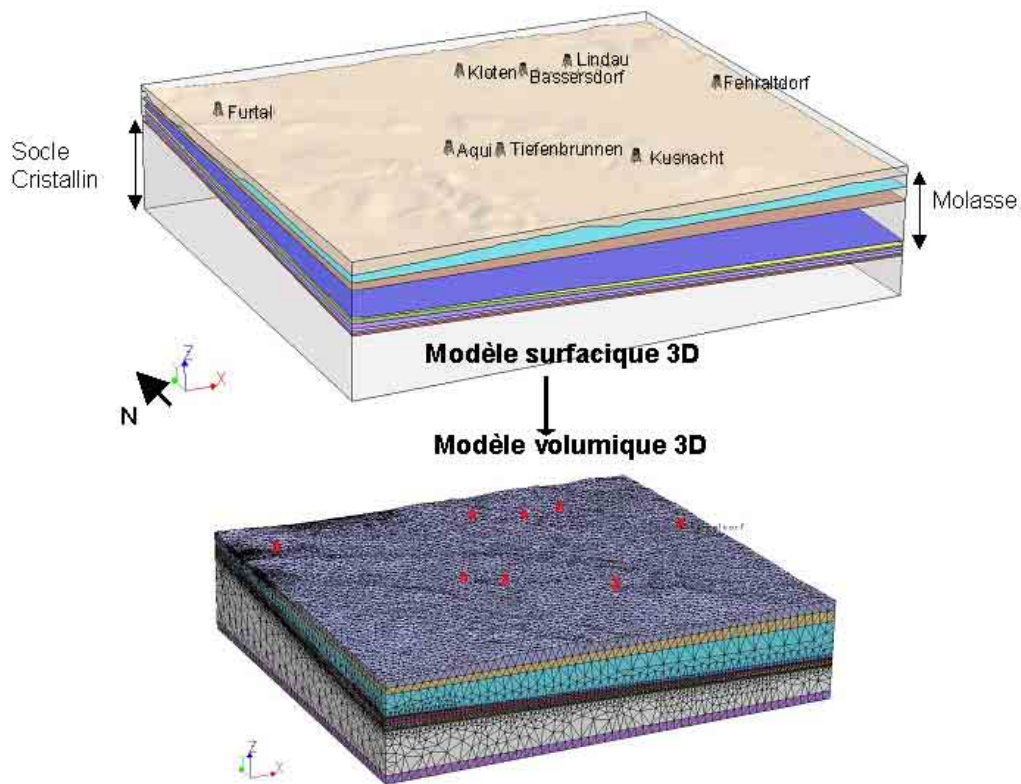


figure 36 : Modèle structural de Lindau, avec les structures et horizons géologiques principaux et transformation en un modèle volumique tétraédrique.

## Calculs numériques et discussion

Les simulations numériques avec différentes valeurs de flux de chaleur et de conductivité thermique ont été réalisées. La comparaison entre les températures calculées et celles mesurées aux forages montre qu'en attribuant un flux de chaleur à la base du modèle (5000m) de  $80 \text{ mW/m}^2$  et en considérant les valeurs de conductivité thermique moyenne mesurées, l'ajustement avec les données de température de bonne qualité est dans l'ensemble assez satisfaisant. La table 8 ci-dessous résume les conductivités thermiques introduites pour le modèle. L'augmentation mesurée de la  $\lambda$  entre l'OSM et l'OMM de 2.5 à 3.5 (W/m.k), puis sa diminution à nouveau à 2.5 (W/m.K) dans l'USM, devrait se traduire pas une variation du gradient sur le profil de température, ce qui n'est pas le cas, le gradient est assez régulier. Ainsi, en modifiant légèrement les conductivités de la molasse (colonne «modèle final»), on obtient un meilleur alignement des températures sur les courbes de température mesurée.

*table 8 : Paramètres pétrophysiques introduits dans le modèle de Lindau.*

| unité            | $\lambda$ modèle initial (W/m.K) | $\lambda$ modèle final (W/m.K) |
|------------------|----------------------------------|--------------------------------|
| OSM              | 2.5                              | 2.6                            |
| OMM              | 3.5                              | 3.0                            |
| USM              | 2.5                              | 2.6                            |
| Malm             | 2.7                              | 2.7                            |
| Dogger           | 2.3                              | 2.3                            |
| LiasKeuper       | 3.4                              | 3.4                            |
| Muschelkalk      | 3.1                              | 3.1                            |
| Socle Cristallin | 2.7                              | 2.7                            |

La figure 37, à la page suivante, montre l'ajustement entre les températures modélisées et mesurées pour les différents forages. Les données mesurées à Lindau et à Küssnacht ne peuvent pas être ajustées, le modèle ne vérifie pas du tout les données de température. La source des données et les conditions de mesure étant inconnues, ces données ne sont pas fiables, par exemple on peut observer à Küssnacht un écart pour la même profondeur (2500m) entre trois mesures de plus de 10°. Il est indispensable de vérifier la qualité des données avant d'ajuster le modèle sur un set de température, en particulier s'il n'existe pas d'autres mesures à proximité.

Un ajustement parfait est dépendant des valeurs de conductivités locales, ce que nous cherchons ici, ce sont des valeurs moyennes qui permettent d'ajuster les différents sets de données avec le même modèle.

Les différents sets de températures mesurées au sein du modèle local de Lindau peuvent être ajustés de manière satisfaisante par un modèle purement conductif avec un flux de chaleur de base de **80 [mW/m<sup>2</sup>]**. Le nombre et la bonne qualité d'une partie des données valident ce résultat comme référence au sein du périmètre, bien qu'il y ait une certaine incertitude sur les valeurs de conductivité des horizons en profondeur et pour le cristallin. Nous pouvons observer qu'avec l'éloignement du fossé permo-carbonifère et des perturbations thermiques qui lui sont liées, nous retrouvons une valeur de flux plus basse. Celle-ci peut être considérée comme la valeur du flux régional sans perturbation.

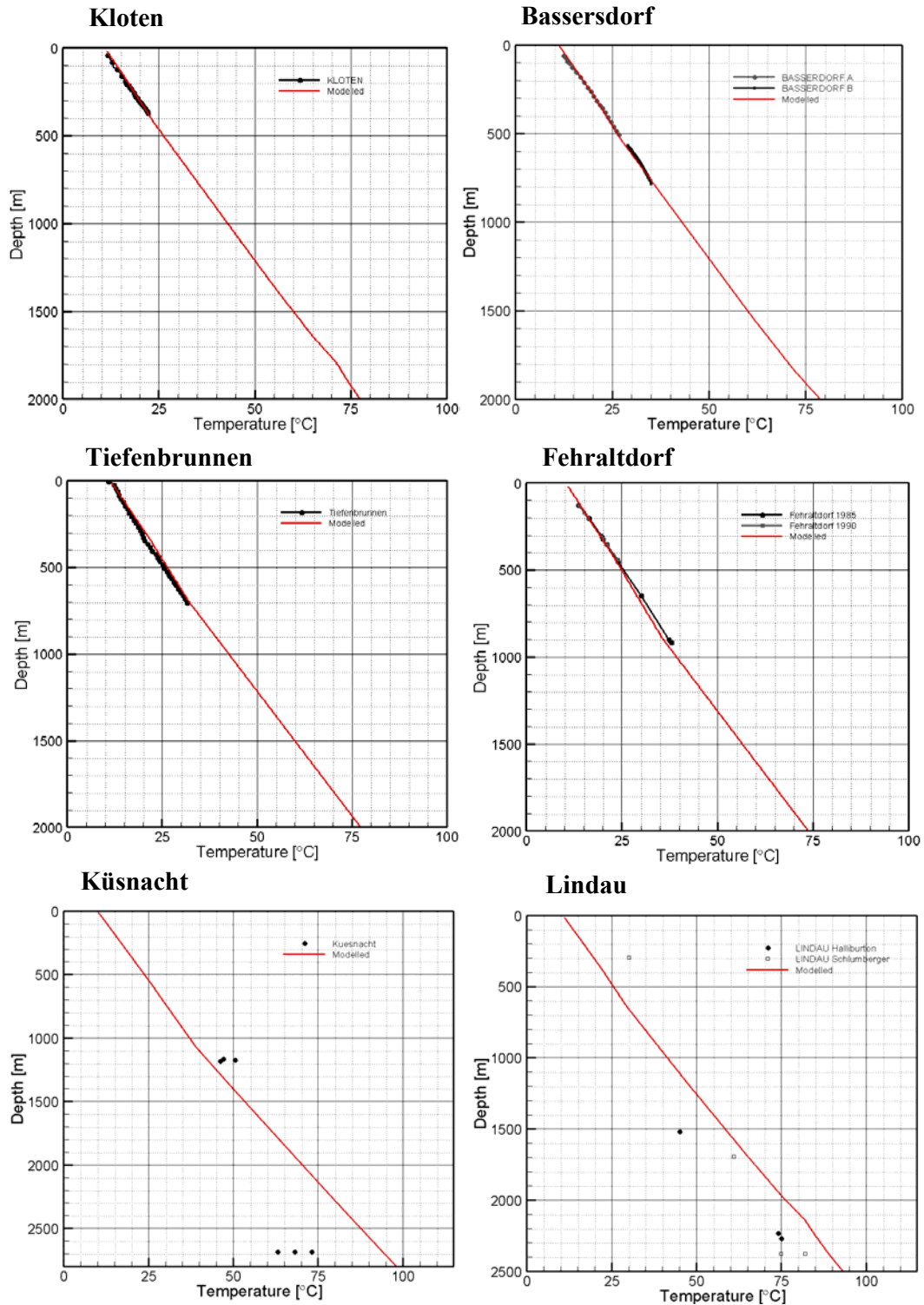


figure 37: Ajustement des températures calculées (en rouge) avec les températures mesurées (en noir) pour les forages de Kloten, Bassersdorf, Tiefenbrunnen, Fehraltorf, Küsnacht et Lindau.

## 5 SYNTHÈSE ET REGIONALISATION

### 5.1 SYNTHÈSE DES MODÈLE LOCAUX

Dans le chapitre précédent, nous avons présenté de manière détaillée la construction des modèles géologiques locaux d'une profondeur de 5 km, après avoir intégré des paramètres pétrophysiques (conductivité thermique et production de chaleur), des simulations numériques des températures dans un cas purement conductif ont été effectuées. L'ajustement des températures calculées aux données de températures mesurées a mis en évidence des zones où un modèle purement conductif ne peut pas expliquer les données. Il faut qu'un autre phénomène entre en jeu. Il s'agit d'intégrer ces résultats locaux dans un système régional. La figure 38 présente une synthèse des modèles locaux avec les valeurs du flux local, ainsi que le modèle régional d'une profondeur de 10km du Nord de la Suisse.

### 5.2 CONDUCTIVITÉ THERMIQUE ET FLUX DE CHALEUR

Les simulations numériques effectuées dans les modèles géologiques locaux ont été ajustées aux données de températures mesurées en variant à la fois le flux de chaleur à la base du modèle (flux local) et la conductivité thermique, si nécessaire, pour chaque unité géologique. La table 9 ci-dessous, montre les valeurs de conductivité thermique locales ainsi que le flux de chaleur à la base du modèle, permettant le meilleur ajustement entre les températures calculées par un modèle purement conductif et les données de température mesurées.

table 9 : Synthèse des valeurs de conductivité thermique introduites dans les modèles locaux

| Unité géologique  | Boettstein/<br>Leuggern | Benken | Kaisten | Weiach | Riniken       | Lindau |
|-------------------|-------------------------|--------|---------|--------|---------------|--------|
| OSM               |                         |        |         |        |               | 2.7    |
| OMM               |                         |        |         |        |               | 3      |
| USM               |                         |        |         |        |               | 2.6    |
| Molasse           |                         | 2.8    |         | 3      |               |        |
| Malm              |                         | 3.1    |         | 2.8    | 2.7           | 2.7    |
| Dogger            |                         | 1.8    |         | 2.1    | 2.1           | 2.3    |
| Lias/Keuper       | 3.6                     | 2.1    |         | 3.5    | 2.5           |        |
| Upper Muschelkalk |                         | 2.9    | 3.2     | 3.2    | 3.2           |        |
| Lower Muschelkalk |                         | 3      | 2.6     | 2.5    | 2.8           |        |
| Muschelkalk       | 3.1                     |        |         |        |               | 3.1    |
| Permian           |                         |        | 2.8     | 3.1    | 3.5           |        |
| Carboniferous     |                         |        |         | 1.9    | 1.9           |        |
| Permo-carbonifère | 3.1                     | 3.1    | 2.8     |        |               |        |
| Crystalline       | 3.3                     | 3.2    | 3.4     | 2.7    | 2.8           | 2.7    |
| Flux              | 100                     | 90     | 110     | 110    | 100 ou<br>110 | 80     |

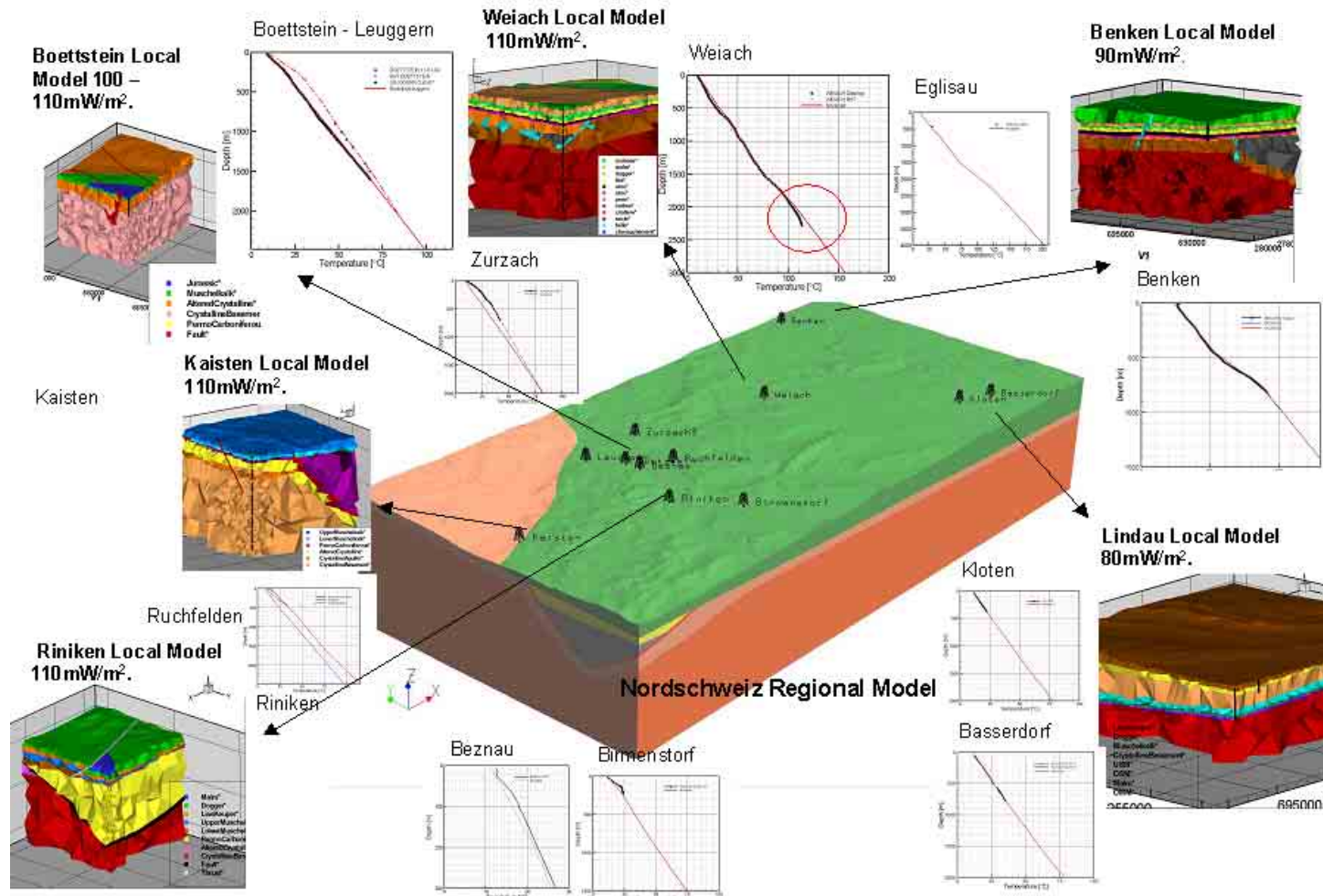


figure 38: Synthèse des modèles géologiques locaux (profondeur 5 km), intégration de paramètres pétrophysiques (conductivité thermique, production de chaleur, ...), simulation numérique des températures purement conductif et ajustement aux données de températures mesurées et modèle régional (profondeur 10 km).

Ces valeurs montrent une légère variation au sein d'une même unité géologique pour les différents modèles. Pour la plupart ces écarts sont faibles et peuvent être attribués à des variations locales. La conductivité thermique introduite représente une valeur moyenne pour une couche, dont la composition lithologique est souvent hétérogène. Cette hétérogénéité se traduit pour l'unité du Keuper/Lias par une très forte dispersion, entre 2.1 (W/m.K) à Benken à 3.6 (W/m.K) à Boettstein/Leuggern. Ceci est dû aux propriétés thermiques très différentes au sein du Keuper composé de séries évaporitiques et argileuses (anhydrite,  $\lambda$  très élevée et argile  $\lambda$  très basse) et avec le Lias composé de séries argileuses. La valeur moyenne de  $\lambda$  correspond en fait à des lithologies avec une  $\lambda$  très variable (extrême). Ainsi, selon l'épaisseur locale des séries et la composition du point d'échantillonnage, les valeurs peuvent être très différentes. Ces contrastes de  $\lambda$  ont une forte influence au niveau local (ils se traduisent par des « coudes » bien visible sur la courbe du gradient de la température (en particulier à Weiach et Riniken), mais du fait de la faible épaisseur de ces couches, l'effet est négligeable au niveau régional.

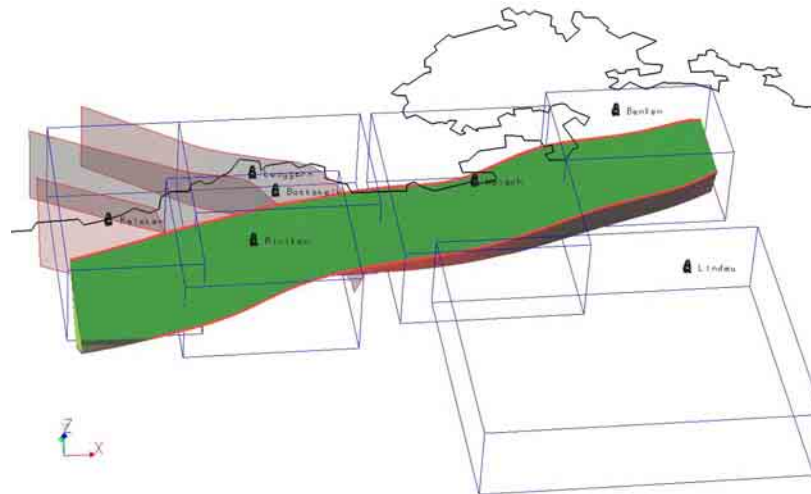
En revanche, la différence de  $\lambda$  du cristallin entre les modèles d'un côté Boettstein/Leuggern, Benken, Kaisten et de l'autre Weiach, Riniken, Lindau est importante. Il n'y a pas de mesure pour le cristallin de Benken, Riniken et Lindau qui permettent de vérifier ces valeurs, mais les valeurs des autres forages (Kaisten, Weiach, Boettstein et Leuggern) ont été mesurées et confirment que le cristallin a une conductivité variable dans la région. La valeur de la conductivité thermique du cristallin a une influence sur la température en profondeur, il faut donc en tenir compte dans l'interprétation des résultats.

### **5.3 HYPOTHÈSES DE SYSTÈME REGIONAL**

La synthèse des modèles locaux montre que :

- Les ajustements avec des modèles conductifs demandent une valeur du flux de chaleur à 5000m de profondeur variable.
- Un système purement conducteur ne peut pas expliquer toutes les températures mesurées.

Le fossé sédimentaire profond du permo-carbonifère semble être le moteur de ces perturbations. En effet, lorsqu'on s'éloigne du fossé (modèle de Lindau et forage de Benken), on retrouve des valeurs de flux normales, plus basses. L'influence sur le champ de température est complexe, car plusieurs processus entrent en jeu, le fossé constitue à la fois une barrière thermique et une barrière hydraulique. Les caractéristiques hydrauliques du cristallin jouent également un rôle, en effet, les températures des forages de Kaisten, Boettstein, Zurzach et Beznau sont influencées probablement par des remontées d'eau dans le cristallin. Ils se situent en bordure du fossé Permo-carbonifère et, sur ou à proximité, des zones de failles hercyniennes. La figure 39 montre la localisation des modèles locaux par rapport au fossé permo-carbonifère ainsi qu'aux zones de faille.



*figure 39 : Localisation des six modèles locaux par rapport aux structures du fossé Permo-carbonifère et aux zones de failles.*

A la lumière des résultats obtenus et d'après les analyses hydrochimiques et isotopiques (Schmassmann et al., 1984), l'hypothèse d'une relation entre le réseau de faille du cristallin et l'ascension d'eaux souterraines depuis le socle se confirme.

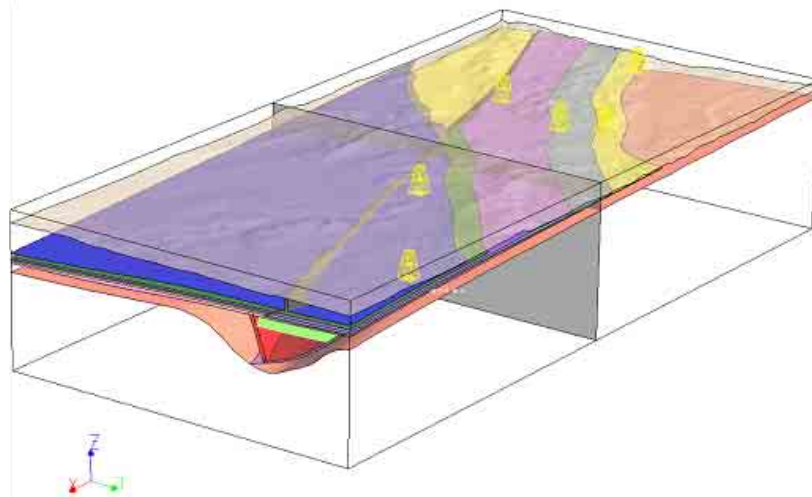
Les eaux s'infiltrent dans le massif cristallin de la Forêt Noire et circulent partiellement sous le Jura Tabulaire dans une direction environ Nord/Sud. La rencontre avec la barrière hydraulique que constitue le fossé permo-carbonifère entraîne un mouvement ascendant de l'eau, favorisé par le système de failles bordant le fossé. Le cristallin bien que peu perméable à cette profondeur, peut être altéré et fracturé dans la zone de contact avec le fossé (altération pendant le dépôt des sédiments) et finalement être relativement plus perméable que les sédiments permo-carbonifères. Les eaux s'exfiltrent au nord dans le Rhin et au sud le long des chevauchements majeurs.

La validité de cette hypothèse devrait être testée dans un modèle régional couplé conductif et convectif. Une des interrogations majeures réside dans la détermination de la profondeur du phénomène, il est difficile de fixer les dimensions de la convection, car le phénomène est lié à la profondeur du fossé permo-carbonifère.

## 5.4 REGIONALISATION

Un modèle régional synthétique de la région du Nord de la Suisse a été construit, celui-ci a une extension de 60km (coord. 640-700'000) sur 30km (cord. 250-280'000), soit une aire de 1800km<sup>2</sup>. Le modèle a été étendu jusqu'à 10km de profondeur, en posant comme hypothèse que les perturbations du flux de chaleur surviennent plus haut et ainsi le flux de base à cette profondeur devrait être identique.

Le modèle régional à un coût en mémoire élevé et a été divisé en 2 sous-modèles Est et Ouest pour des questions pratiques. La figure 40 représente le modèle structural du Nord de la Suisse avec un plan vertical séparant le modèle en 2 parties.



*figure 40 : Modèle structural régional du Nord de la Suisse divisé en deux parties Est et Ouest.*

Dans ce modèle nous avons essayé de modéliser les perturbations avec un modèle purement conductif. Il s'agit dans un premier temps, de voir si l'effet de barrière thermique du niveau carbonifère peut expliquer les anomalies locales du flux et, dans un deuxième temps, si l'augmentation des valeurs de conductivité thermiques vers des valeurs artificielles très élevées, simulant une éventuelle convection, permet d'ajuster les données de température locale avec un flux régional à 10'000m non perturbé de 80 mW/m<sup>2</sup>. Des valeurs moyennes pour les paramètres pétrophysiques ont été introduites.

Les résultats montrent qu'aucun des modèles ne permet d'ajuster l'ensemble des valeurs de température, les valeurs calculées sont toujours trop basses. Ceci n'est pas vraiment étonnant, l'effet barrière thermique du Carbonifère n'est pas suffisant pour expliquer les perturbations thermiques et il n'est pas possible de modéliser la convection dans le cristallin altéré et les failles avec des valeurs de conductivités anormalement élevées. Il est nécessaire de recourir à un modèle couplé advection-conduction.

## **6 MODÈLE SUPERFICIEL**

### **6.1 INTRODUCTION**

Le potentiel géothermique superficiel dépend notamment de la conductivité thermique du sous-sol. C'est un facteur essentiel pour le dimensionnement et la rentabilité des installations, notamment des sondes géothermiques. Or, il existe peu de données disponibles, car celle-ci est délicate à mesurer. La conductivité thermique du sous-sol est fonction de plusieurs paramètres : pourcentage en quartz, granulométrie, teneur en eau, porosité, etc. Il serait intéressant de pouvoir estimer la conductivité et distinguer ainsi des zones avantageuses pour la géothermie de faible profondeur.

Dans cette optique, nous cherchons à développer une méthode d'estimation de la conductivité thermique en tant qu'outil d'aide à la décision pour la planification et le dimensionnement d'installations géothermiques de faible profondeur. Pour ce faire, l'étude a été limitée à la commune de Zürich et utilise les données de la base de données géothermiques SwEWS (Leu et al., 1999) pour la Molasse suisse. Le but de ce projet est de construire un modèle 3D de la conductivité thermique à faible profondeur (300m.) dérivé d'un modèle lithologique. Les profils de forages fournissent les données lithologiques qui sont regroupées en faciès (catégories). Sur la base des données géothermiques SwEWS (Leu et al., 1999), une valeur moyenne de conductivité peut être attribuée à chaque faciès.

La construction d'un modèle à l'aide du logiciel de modélisation 3D GOCAD, permettra d'estimer ou de simuler la répartition des faciès et, par-là, la conductivité thermique au sein du domaine d'étude. Cette opération nécessite une étude de la variabilité spatiale des données. Dans un premier temps un modèle simple, sans simulation des faciès, des conductivités 3D a été construit, puis un modèle avec interpolation des faciès. A partir du modèle des conductivités thermiques en 3D, des cartes de conductivité 2D à une certaine profondeur ou des conductivités équivalentes pour une profondeur peuvent être dérivées.

### **6.2 PÉRIMÈTRE D'ÉTUDE**

#### **Situation géographique**

Le domaine d'étude se situe dans le canton de Zürich, plus précisément son périmètre est délimité par les coordonnées suivantes : minimum: 677'000 – 254'000 et maximum : 688'000 – 242'000. La zone d'une superficie de 132 km<sup>2</sup> couvre plus ou moins la commune de Zürich est représentée sur la figure 41. Elle se caractérise par une forte densité de population et de ce fait d'une demande en énergie élevée.



figure 41 : Périmètre de la zone d'étude.

## Contexte géologique

La région zurichoise se situe dans le bassin molassique, dans ce secteur l'épaisseur de la molasse et des sédiments quaternaires varie beaucoup, par exemple on mesure jusqu'à 175m de quaternaire au forage de Tiefenbrunnen. Au sein du périmètre, dans les 300 premiers mètres, les sédiments rencontrés se répartissent entre les unités du quaternaire, de la Molasse d'eau douce Supérieure (OSM) et la Molasse Marine Supérieure (OMM).

## 6.3 DONNÉES

Les données utilisées sont deux types, d'une part les données géologiques et lithologiques pour la détermination des faciès et d'autre part les données de conductivité.

### Géologie

Les données géologiques proviennent en grande partie des profils de forages recensés par l'AWEL Amt für Wasser Energie und Luft des Kantons Zürich et de deux profils fournis par le bureau GEOWATT. Au sein du domaine, 118 forages avec des profils géologiques de qualité variable et une vingtaine de protocoles de forages, sans profils, de la firme GRUNDAG ont été recensés. La profondeur des forages varie entre 70 et 280m. La figure 42 montre la position des forages au sein du domaine d'étude.

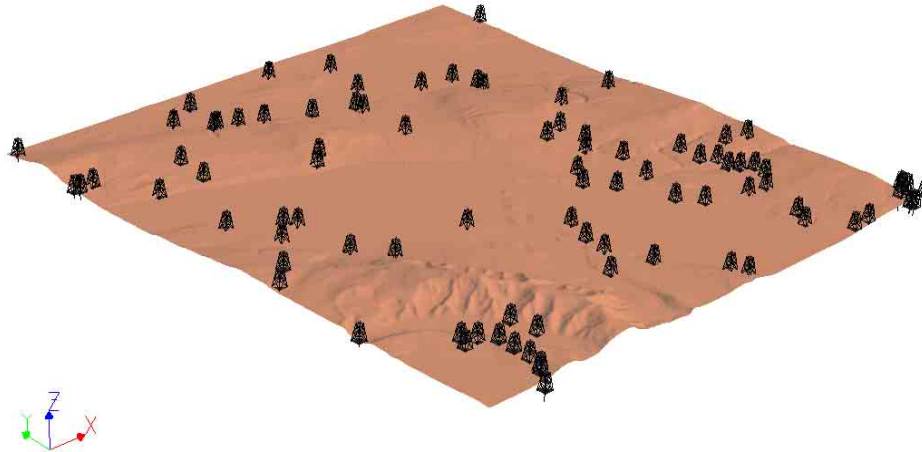


figure 42: Surface topographique et localisation des forages au sein du domaine d'étude. Exagération verticale 2x.

Pour chaque profil, la position des marqueurs principaux, soit la base du quaternaire, sommet de la Molasse d'eau douce supérieure (OSM) et le sommet de la Molasse marine supérieure (OMM) a été relevée. Dans le périmètre, l'épaisseur du quaternaire varie passablement et irrégulièrement de 0m. à 175 m. au forage de Tiefenbrunnen. L'épaisseur de l'OSM augmente du nord-ouest au sud-est en raison du plongement de quelques degrés vers le sud-est de l'ensemble de la couverture sédimentaire. Le sommet de l'OMM n'est atteint que dans la partie nord-ouest du domaine.

## Lithologie

Les dépôts molassiques sont constitués de matériel détritique: sédiments fins à grossier (argile, marne, grès et conglomérats) résultant de l'érosion des Alpes et du Jura. Dans une précédente étude sur les propriétés géothermiques de la Molasse (Leu et al., 1999), six catégories lithologiques caractéristiques ont été distinguées. Cette classification est basée sur la granulométrie des sédiments, présentée à la table 10.

table 10 : Classification en six catégories lithologiques.

| catégorie | lithologie                     | granulométrie    |
|-----------|--------------------------------|------------------|
| 1         | Argiles                        | < 0.002 mm       |
| 2         | Silt-marnes                    | 0.002 – 0.063 mm |
| 3         | Grès fins                      | 0.063 – 0.2 mm   |
| 4         | Grès moyens                    | 0.2 – 0.63 mm    |
| 5         | Grès grossiers                 | 0.63 – 2 mm      |
| 6         | Grès grossiers et conglomérats | > 2 mm           |

Les profils géologiques ont été découpés et regroupés selon ces six catégories. La qualité des profils est variable et leur interprétation peut parfois être difficile. En particulier pour les dépôts quaternaire caractérisé par des lithologies à granulométrie variable et sans grande continuité latérale, souvent simplement décrite sur les profils comme « moraine » sans aucune indication granulométrique. Dans ce cas, il est difficile de distinguer des catégories.

Dans le logiciel GOCAD, Une propriété « faciès » contenant les six catégories lithologiques a été créée pour chaque forage. Les profils de forage découpés en faciès par unité lithologique sont représentés sur la figure 43.

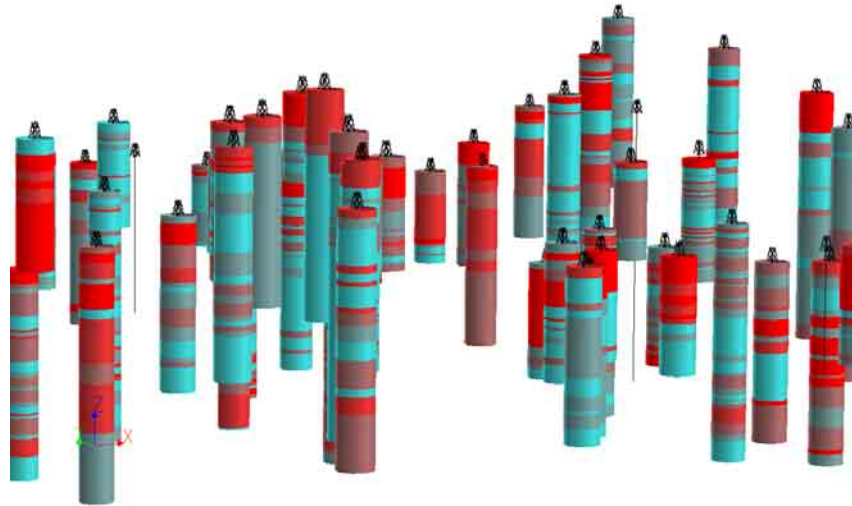


figure 43 : Classification des profils de forage en catégories lithologiques et création d'une propriété « faciès » pour chaque forage.

L'histogramme de la propriété « faciès » le long des puits par unité géologique montre que la répartition des faciès n'est pas homogène au sein des unités. La figure 44 montre la distribution des catégories pour le quaternaire, la Molasse d'eau douce supérieure et la Molasse marine supérieure dans la région d'étude. Nous pouvons observer que la répartition n'est pas la même selon les unités géologiques : le quaternaire ne montre pas de tendance particulière ce qui reflète bien l'hétérogénéité de la lithologie, l'OSM a une proportion de sédiments fins, argiles, marnes et grès fins plus importante, alors que dans l'OMM c'est le faciès grès moyens qui domine. La distribution dans l'OMM n'est pas très significative, en raison du faible nombre d'échantillons.

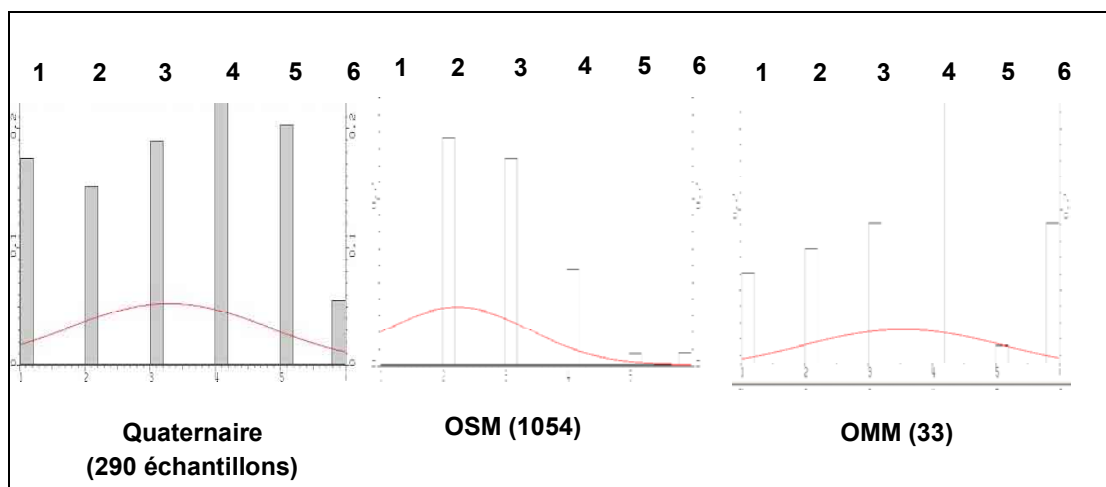


figure 44 : Histogramme de la propriété « faciès » pour les unités du Quaternaire, de l'OSM et de l'OMM, avec entre parenthèse le nombre d'échantillons comptabilisés.

Etant donné le peu d'échantillons dans l'OMM et la manque de fiabilité des catégories dans le quaternaire, l'interpolation des faciès ne sera utilisée pour la détermination des conductivités thermiques uniquement pour l'unité OSM.

## Conductivité

La base de données géothermiques (Leu et al., 1999) fournit des valeurs moyennes de conductivité thermique pour chaque catégorie lithologique par unité. L'observation de ces données, montre que la différence de conductivité thermique entre les catégories lithologiques est étonnement faible. Au sein de l'unité OSM qui nous intéresse, les écarts sont très bas - il est étonnant que l'écart entre  $\lambda_{\text{argiles}}$  et  $\lambda_{\text{grès}}$  soit de l'ordre de 0.25 [W/m.k] seulement – et ne justifient pas de faire plusieurs catégories de conductivité thermique. Les faciès lithologique ont été regroupés en deux catégories de conductivité : faible (faciès 1 et 2) et élevée (autres faciès). La table 11 montre les valeurs de conductivité thermique moyennes (Leu et al., 1999).

table 11 : Valeurs de conductivités moyennes (Leu et al., 1999)

| Unités            | Quaternaire | OSM | OSM faible | OSM élevé | OMM |
|-------------------|-------------|-----|------------|-----------|-----|
| $\lambda$ [W/m.K] | 1.8         | 2.5 | 2.35       | 2.6       | 2.8 |

## 6.4 MODÉLISATION

### Modèle géologique

Les surfaces géologiques du sommet de l'OSM (qui correspond dans le périmètre à la base du quaternaire) et du sommet de l'OMM ont été construites avec le logiciel GOCAD par interpolation à partir des marqueurs de puits. Une grille recouvrant le périmètre d'étude a également été construite. Les grilles stratigraphiques (SGrid) sont des grilles en 3D structurées selon trois axes curvilinéaires (u, v, w), composées d'hexaèdres et de géométrie irrégulière. Les cellules sont déformées de manière à s'adapter à la géométrie des strates souterraines. Elles peuvent porter des propriétés affectées soit au centre de chaque cellule, soit aux coins de celles-ci. Les plans (u, v) de la grille représentant des lits sédimentaires et l'empilement des unités sédimentaires selon l'axe w de la grille respecte les types de contact et de dépôts. La figure 45 ci-dessous montre la grille du domaine d'étude, avec les unités conformes des molasses d'eau douce et marine supérieure, le contact érosif du quaternaire sur la molasse d'eau douce supérieure et la topographie.

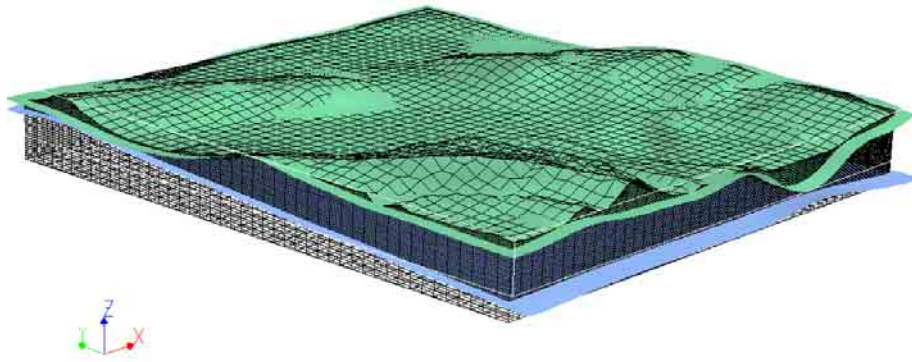


figure 45 : Grille stratigraphique du périmètre d'étude avec les surfaces géologiques, en vert, le sommet de l'OSM et en bleu le sommet de l'OMM.

Le maillage de la grille dépend de la densité des données et de la variabilité des propriétés au sein du domaine.

### Modèle lithologique

L'intersection des surfaces géologiques avec la grille stratigraphique détermine des régions géologiques, soit les unités du quaternaire, de l'OSM et de l'OMM, représentés sur la figure 46.

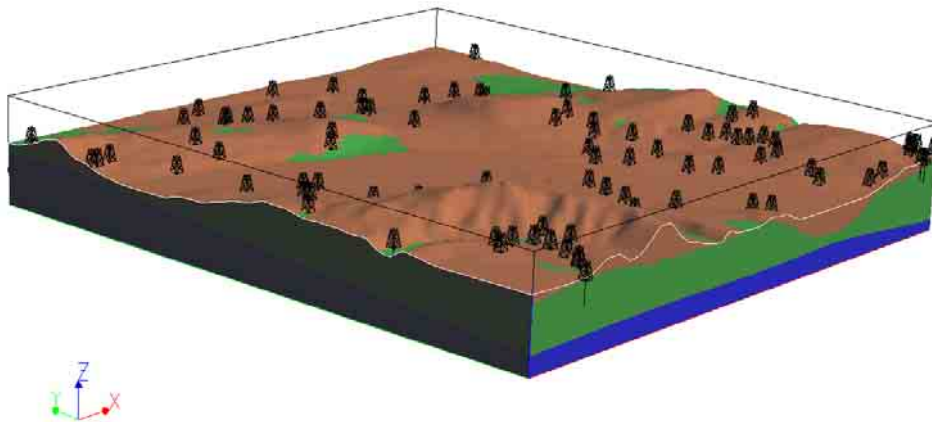


figure 46 : Modèle géologique avec les unités du quaternaire (en brun), de l'OSM (en vert) et de l'OMM (en bleu). Exagération verticale 2\*.

En raison de la faible variation de la conductivité thermique entre les différentes catégories de faciès, la propriété « faciès » a été simplifiée en 2 classes : « fin » comprenant les catégories argiles, marnes et silt et « grossier » comprenant les catégories grès (fins, moyens et grossiers) le faciès grès grossier avec conglomérat étant peu rencontré il a également été regroupé avec la catégorie « grossier ». L'interpolation de la propriété « faciès » a été effectuée pour l'unité OSM seulement.

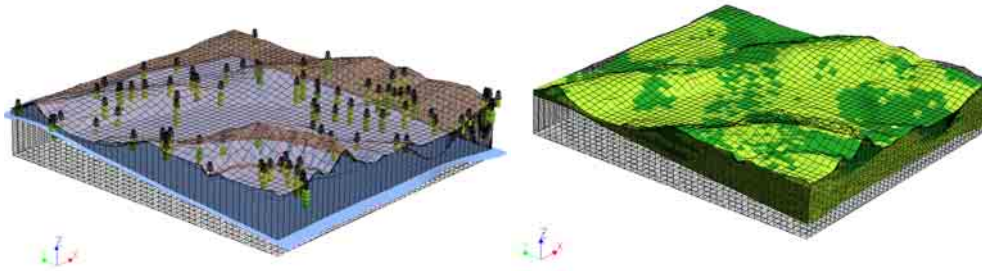


figure 47 : Interpolation des faciès dans l'unité OSM. La partie de gauche montre les profils de forage avec la propriété faciès à partir de laquelle le faciès sera interpolé dans toute l'unité (partie de droite de la figure). Le faciès « grossier » est représenté en vert foncé et le faciès « fin » en vert clair. Exagération verticale 2\*.

Les résultats obtenus (figure 47) montrent que les faciès fins sont dominants comme l'indiquait les histogrammes.

### Modèle des conductivités

Un modèle simple avec une valeur moyenne de conductivité thermique par unité géologique a été construit représenté sur la partie gauche de la figure 48 et un modèle avec une valeur de conductivité thermique par faciès illustré sur la partie droite de la figure 48.

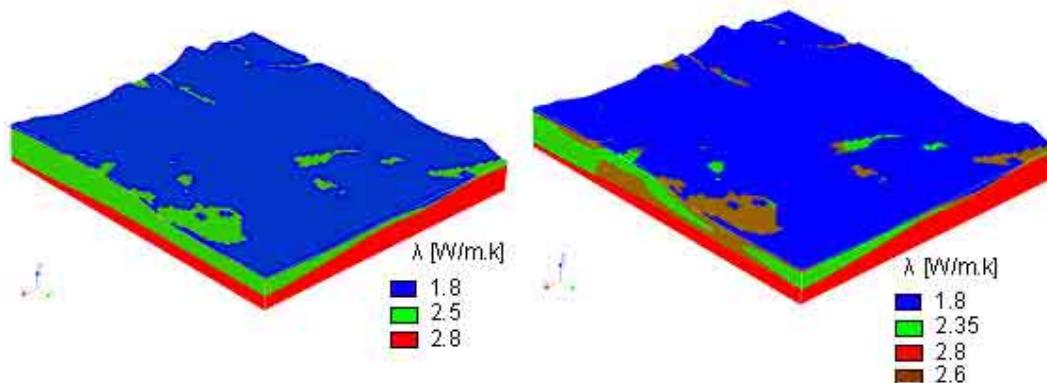


figure 48 : Modèle des conductivités : attribution d'une valeur moyenne de conductivité par unité géologique (partie de gauche) ou par faciès (partie de droite). Exagération verticale 2\*.

A partir du modèle 3D des conductivités, la conductivité moyenne en fonction de la profondeur a été calculée. Pour une profondeur donnée, une carte de la conductivité moyenne peut être dérivée. La figure 49 montre la conductivité moyenne projetée sur la surface topographique pour une profondeur de 150m.

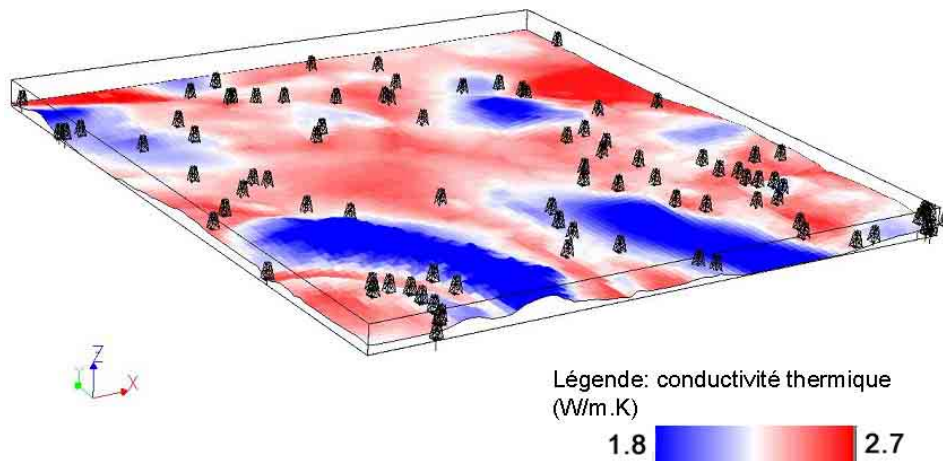


figure 49 : Conductivité thermique moyenne à la profondeur de 150m projetée sur la surface topographique. Exagération verticale 2\*.

Dans le cas de ce modèle simple, les cartes de conductivités montrent l'influence de l'épaisseur du quaternaire sur la somme des conductivités moyennes à différentes profondeurs comme le montre l'exemple de ces quelques forages. La figure 50 montre l'écart de conductivité entre des zones caractérisées par une grande épaisseur de quaternaire (Tiefenbrunnen, Uetliberg, forage n1021) et celles où l'épaisseur de quaternaire est plus faible (Andreaspark ou Dolder). Le modèle avec les deux faciès dans l'OSM permet également d'observer l'influence du pourcentage de faciès type argiles-marnes et grès sur la valeur moyenne de la conductivité.

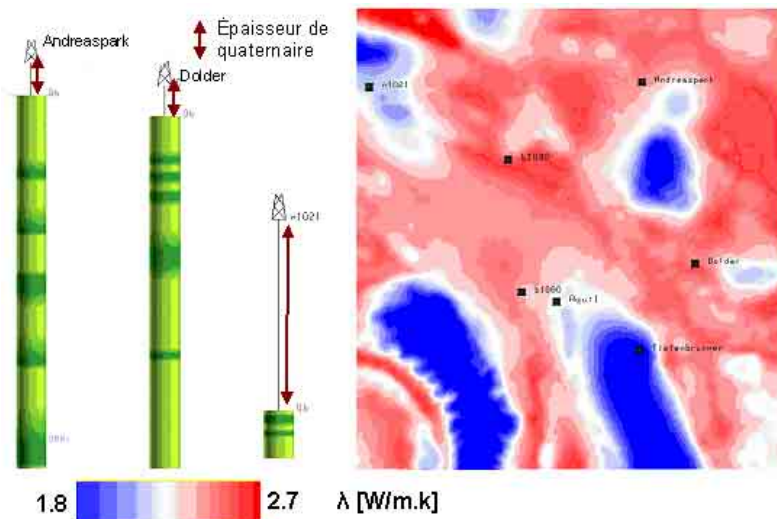


figure 50 : Correspondance entre l'épaisseur de quaternaire visible sur les profils de forage et la valeur de conductivité moyenne à 150 m de profondeur (partie droite de la figure).

Une relation permet de calculer à partir des conductivités moyennes un équivalent en mètre de sondage (Signorelli et al., 2003).

## **7 CONCLUSION ET PERSPECTIVES**

La première année du projet "Assessment & evaluation of geothermal potential in Switzerland" a été caractérisée par :

- le développement des outils
- des modélisations géologiques pour lesquelles nous avons déjà acquis de l'expérience durant la phase initiale en 2002
- les modèles numériques 3D avec des paramètres de multiples forages
- une étude de faisabilité pour une application aux données de faible profondeur (systèmes PAC)

Comme cela a été décrit au chapitre 1.3, la planification de ce projet de longue durée a dû être un peu modifiée pour des raisons pratiques, qui nous permettront d'obtenir des résultats sur la base d'une expérience bien organisée à l'avenir. Au niveau international, l'avancement de nos travaux a été remarqué à la European Geothermal Conference, il constitue un exemple pour les études de recherches de ressources géothermiques, qui sont ou seront conduites en Europe (France, Allemagne, Autriche, ...).

Nous pouvons déjà présenter ici des conclusions préliminaires pour la zone d'étude, celles-ci seront plus élaborées dans le premier semestre de 2004. Spécifiquement, nous pouvons caractériser l'utilisation à grande profondeur et à profondeur superficielle:

### **7.1 PROJECTION PRELIMINAIRE DES ISOTHERMES EN PROFONDEUR**

A partir des modèles locaux ajustés, la température pour une certaine profondeur a été importée et extrapolée dans le modèle régional. La figure 51 représente la carte des températures calculées à une profondeur de 2000m ( $Z = -2000\text{m}$ ), celle-ci montre clairement que le fossé permo-carbonifère (les bords du fossé sont représentés en jaune sur la figure) a une influence sur le champ de température.

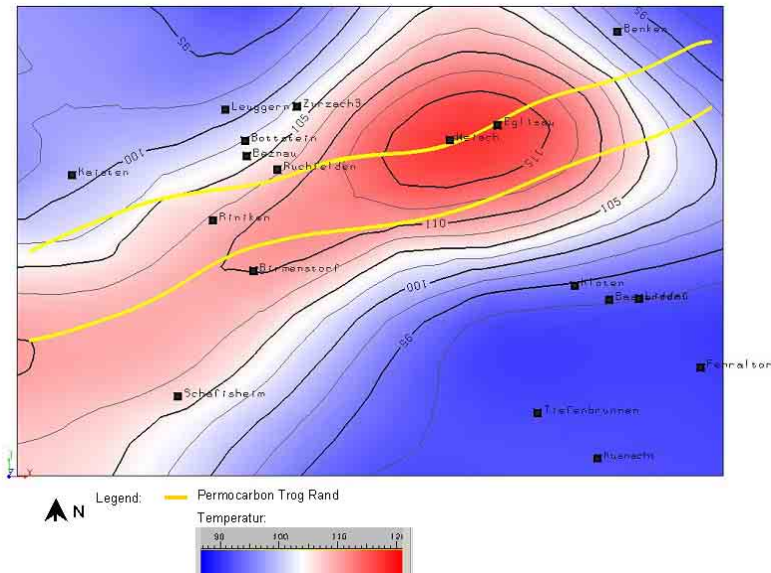


figure 51 : Isothermes et carte des températures pour la région du Nord de la Suisse à une profondeur de 2000m.

Il faut prendre note, que ces résultats sont préliminaires concernant leur élaboration. A présent, ils sont encore dérivés des modèles locaux. Début 2004, cette extrapolation sera réalisée à partir des modèles régionaux. Déjà, cette information est prometteuse pour l'évaluation du potentiel géothermique du Nord de la Suisse. Les cartes de températures dans la phase finale du projet pourront être superposées avec les cartes de conductivité hydraulique, K, dérivées également du modèle régional et avec des données d'occupation du sol. La carte de l'occupation du sol illustrée sur la figure 52 montre l'ensemble des zones avec des utilisateurs potentiels au sein de la région d'étude. Une superposition de ces données permettra de définir des zones d'utilisation idéale.

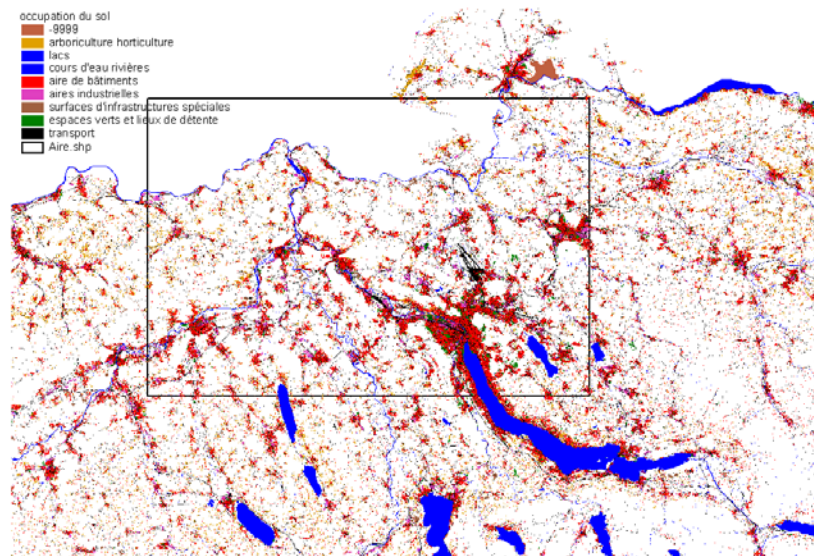


figure 52 : Carte de l'occupation du sol dans le Nord de la Suisse avec en noir le périmètre de la région d'étude.

La poursuite des travaux permettra d'appliquer la procédure et d'évaluer ce potentiel pour le Nord de la Suisse et pour une région plus vaste (voir Chapitre 1.3). Les outils nécessaires ayant été développés en 2003 avec succès.

## 7.2 SYSTÈMES SUPERFICIELS

Le travail réalisé dans le domaine de l'utilisation géothermique pour le chauffage est aussi encore au stade préliminaire. Nos résultats montrent le but de la démarche, qui se base sur l'hypothèse d'une bonne corrélation entre catégories lithologiques et conductivité thermique. Dans les données disponibles [Leu et al., 1999], cette corrélation est faible et ne permet pas d'attribuer clairement une valeur par faciès. Aussi la démonstration n'est pas aussi spectaculaire que prévue, mais elle laisse envisager des applications intéressantes pour l'évaluation du potentiel superficiel.

D'autre part, le résultat est obtenu par interpolation DSI, qui est une bonne méthode pour interpoler la géométrie, mais pas pour l'interpolation d'une propriété, car elle ne tient pas compte de la répartition spatiale des propriétés. En effet, l'interpolation reproduit bien les variations proches des données, mais au fur et à mesure que l'on s'éloigne des puits, on tend vers une valeur moyenne. Pour un meilleur résultat, il faut recourir aux méthodes de simulations.

La valeur de la propriété attribuée à un endroit de l'espace est une valeur possible parmi un certain nombre, il s'agit d'une variable aléatoire. Pour donner des valeurs cohérentes les unes par rapport aux autres, il faut prendre en compte:

- l'ensemble des données observées
- la probabilité de la propriété ou son anisotropie
- les paramètres statistiques (moyenne, écart-type).

Cela signifie qu'il faut recourir aux outils géostatistiques tels que krigage et simulations.

Dans une prochaine phase, il faut dans un premier temps rechercher des informations supplémentaires sur la corrélation entre les faciès et la conductivité thermique, notamment vérifier la qualité des et la représentativité des mesures de conductivité de la base de données géothermique [Leu et al., 1999], ou alors réfléchir à un autre type de classification, ensuite ces données devraient être analysées de manière plus approfondie.

La superposition de ces résultats avec des données locales d'occupation du sol et à des cartes de zones de protection hydrologiques devrait permettre de distinguer des zones avec des potentiels intéressants.

## 8 BIBLIOGRAPHIE

- Andenmatten, N. and Kohl, T., 2003a. Evaluation du potentiel géothermique en Suisse - rapport annuel, Commission Suisse de Géophysique.
- Andenmatten, N. and Kohl, T., 2003b. Numerical simulations of 3-D thermal fields from GOCAD geological models. In: J.-L. Mallet (Editor), 23rd Gocad User Meeting, Nancy, pp. 1-8.
- Birch, F., 1950. Flow of the heat in the Front Range Colorado. Bulletin Geological Society of America, 61.
- Birkhäuser, P., Roth, P., Meier, B. and Naef, H., 2001. 3D-Seismik: Räumliche Erkundung der mesozoischen Sedimentschichten im Zürcher Weinland, Nagra Technical Report (NTB 00-03), Wettingen (Switzerland).
- Blaser, P. et al., 1994. Geothermiebohrung Bassersdorf: Charakterisierung der Oberen Meersmolasse und Unteren Süswassermolasse. NTB 94-01, Nagra, Wettingen.
- Bodmer, P. and Rybach, L., 1985. Heat flow maps and deep ground water circulation: examples from Switzerland. Journal of Geodynamics, 4: 233-245.
- Bolliger, T., 1999. Geologie des Kantons Zürich. Ott Verlag Thun.
- Büchi, U.P. et al., 1961. Geologische Ergebnisse der Bohrung Künsnacht 1. Bull. Ver. Schweizer. Petrol.-Geol. u.-Ing., 28(74).
- Bücker, C. and Rybach, L., 1996. A simple method to determine heat production from gamma-ray logs. Marine and Petroleum Geology, 13(4).
- Cermak, V. and Bodri, L., 1995. Three-dimensional deep temperature modelling along the European geotraverse. Tectonophysics, 244(1-3): 1-11.
- Clauser, C. et al., 1997. The thermal regime of the crystalline continental crust; implications from the KTB. Journal of Geophysical Research, B102(8): 18,417-18,441.
- COLENCO, A., 1995. Inventar der geothermischen Eigenschaften von sieben Tiefbohrungen der NAGRA in der Nordschweiz. BfE nr. 2153/01, Bundesamt für Energie.
- Diebold, P., Näf, H. and Ammann, M., 1991. Zur Tektonik der zentralen Nordschweiz: Interpretation aufgrund regionaler Seismik, Oberflächengeologie und Tiefbohrungen - Textband. NTB 90-04, Nagra, Wettingen.
- Forster, C.B. and Smith, L., 1989. The Influence of Groundwater Flow on Thermal Regimes in Mountainous Terrain: A Model Study. Journal of Geophysical Research, 94(B7): 9439-9451.
- Kimmeier, F., Perrochet, P., Andrews, R. and Kiraly, L., 1985. Simulation par modèle mathématique des écoulements souterrains entre les Alpes et la Forêt Noire. NTB 84-50, Nagra.
- Kohl, T., Bächler, D. and Rybach, L., 2000. Steps towards a comprehensive thermo-hydraulic analysis of the HDR test site Soultz-sous-Forêts, World Geothermal Congress 2000, Kyushu-Tohoku, Japan, pp. 3459-3464.
- Kohl, T. and Hopkirk, R.J., 1995. "FRACTure" a simulation code for forced fluid flow and transport in fractured porous rock. Geothermics, 24(3): 345-359.
- Kohl, T., Signorelli, S. and Rybach, L., 2001. Three-dimensional thermal investigation below high Alpine topography. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 126: 195-210.
- Lepage, F., 2002. Triangle and tetrahedral meshes for geological models, GOCAD user meeting, Nancy France.
- Lepage, F., 2003. Generating 3D hybrid modular grid for flow simulations, GOCAD user meeting, Nancy France.
- Leu, W., Keller, B., Mégel, T., Schärli, U. and Rybach, L., 1999. Geothermische Eigenschaften Schweizer Molassebecken (Tiefenbereich bis 500m), Bundesamt für Energie.
- Mallet, J.-L., 1989. Discrete Smooth Interpolation. ACM-Transaction on Graphics, 8(2): 122-144.
- Mallet, J.-L., 1992. Discrete Smooth Interpolation in Geometrics Modeling. Computer Aided Journal, 24(4): 178-191.
- Matter, A., Peters, T., Isenschmid, C., Bläsi, H.R. and Ziegler, H.J., 1987. Sondierbohrung Riniken - Geologie - Textband. NTB 86-02, Nagra, Baden.

- Medici, F. and Rybach, L., 1995. Geothermal map of Switzerland (Heat flow density). 30, Schweizerische Geophysikalische Kommission.
- Muffler, P. and Cataldi, R., 1978. Methods for regional assessment of geothermal resources. *Geothermics*, 7: 53-89.
- Müller, W.H., Huber, M., Isler, A. and Kleboth, P., 1984. Erläuterungen zur "Geologischen Karte der zentralen Nordschweiz 1 : 100'000". NTB 84-25, Nagra, Baden.
- Müller, W.H., Naef, H. and Graf, H.R., 2003. Geologische Entwicklung der Nordschweiz, Neotektonik und Langzeiteszenarien - Zürcher Weinland. NTB 99-08, Nagra.
- Naef, H., Birkhäuser, P. and Roth, P., 1995. Interpretation der Reflexionsseismik im Gebiet der nördlichen Lägeren - Zürcher Weinland. NTB 94-14, Nagra, Wettingen.
- Naef, H., Diebold, P. and Schlanke, S., 1985. Sedimentation und Tektonik im Tertiär der Nordschweiz. NTB 85-14, Nagra, Baden.
- Nagra, 1985. Sondierbohrung Böttstein - Untersuchungsbericht, Textband. NTB 85-01, Nagra, Baden.
- Nagra, 1986. Beiträge zur Geologie der Schweiz: Symposium vom 9. Oktober 1986 der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft, der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft und der Schweizerischen Paläontologischen Gesellschaft. NTB 87-15, *Eclogae geologicae Helveticae*, Vol. 80/2 1987.
- Nagra, 1988. Sondierbohrungen Böttstein, Weiach, Riniken, Schafisheim, Kaisten, Leuggern: Fluidlogging, Textband. NTB 85-10, Nagra, Baden.
- Nagra, 1989. Sondierbohrung Weiach - Untersuchungsbericht - Textband. NTB 88-08, Nagra, Baden.
- Nagra, 1990. Sondierbohrung Riniken - Untersuchungsbericht - Textband. NTB 88-09, Nagra, Baden.
- Nagra, 1991a. Sondierbohrung Kaisten - Untersuchungsbericht - Textband. NTB 88-12, Schweizerische Geotechnische Kommission.
- Nagra, 1991b. Sondierbohrung Leuggern - Untersuchungsbericht - Textband. NTB 88-10, Schweizerische Geotechnische Kommission.
- Nagra, 2001. Sondierbohrung Benken – Untersuchungsbericht. NTB 00-01, Nagra Technical Report, Wettingen (Switzerland).
- Peters, T., Matter, A., Bläsi, H.R. and Gautschi, A., 1986. Sondierbohrung Böttstein - Geologie - Textband. NTB 85-02, Nagra, Baden.
- Peters, T. et al., 1989a. Sondierbohrung Leuggern - Geologie - Textband. NTB 86-05, Nagra, Baden.
- Peters, T., Matter, A., Meyer, J., Isenschmid, C. and Ziegler, H.J., 1989b. Sondierbohrung Kaisten - Geologie - Textband. NTB 86-04, Nagra, Baden.
- Rybach, L., 1992. Geothermal potential of the Swiss Molasse Basin. *Eclogae Geol. Helv.*, 85(3): 733-744.
- Rybach, L., Eugster, W. and Griesser, J.-C., 1987. Die geothermische Verhältnisse in der Nordschweiz. *Eclogae Geol. Helv.*, 80(2): 521-534.
- Rybach, L. et al., 1980. The Swiss Geotraverse Basel-Chiasso - A Review. *Eclogae Geol. Helv.*, 73(2): 437-462.
- Schärli, U. and Kohl, T., 2002. Archivierung und Kompilation geothermischer Daten der Schweiz und angrenzender Gebiete. ISSN 0253-1186, Swiss Geophysical Commission (Beiträge zur Geologie der Schweiz: Geophysik, Nr. 36).
- Schmassmann, H., Balderer, W., Kanz, W. and Pekdeger, A., 1984. Beschaffenheit der Tiefengrundwässer in der zentralen Nordschweiz und angrenzenden Gebieten. NTB 84-21, Nagra, Baden.
- Schön, J., 1983. Petrophysik. Akademie Verlag, 405: 294-308.
- Signorelli, S., Kohl, T. and Rogg, W., 2003. Produktivitätsuntersuchung des Systems Erdwärmesonde mit Wärmepumpe, PSEL.
- Smith, L. and Chapman, D.S., 1983. On the thermal effects of groundwater flow - 1. Regional scale systems. *Journal of Geophysical Research*, 88: 593-608.
- Thury, M. et al., 1994. Geology and Hydrogeology of the Crystalline Basement of Northern Switzerland, Nagra Technical Report (NTB 93-01), Wettingen (Switzerland).