

## **Les effet de site de la cuvette grenobloise**

### ***Généralités sur les effets de site***

Comme l'indique le terme même de "tremblement de terre", l'essentiel des effets des séismes provient des vibrations associées aux ondes émises par le glissement soudain des deux lèvres de la faille. Ces vibrations peuvent être caractérisées par leur fréquence (pouvant aller de 0.01 à 50 Hz), et leur amplitude ; les ondes qui les propagent sont elles caractérisées par leur type (par exemple compression ou cisaillement), et leur vitesse de propagation. Cette dernière, relativement stable en profondeur dans la croûte terrestre, devient très fortement variable à proximité immédiate de la surface, car elle est en relation directe avec la compacité des sols et roches : ainsi, la vitesse des ondes de cisaillement varie de 3 km/s dans du granite sain, à parfois moins de 500 m/s dans le même granite mais cette fois fortement altéré, et de près de 1000 m/s dans des sédiments très compactés, à moins de 50 m/s dans des vases et tourbes. Dès lors, la propagation de ces ondes est très fortement affectée par ces hétérogénéités de surface, et il en va de même pour la répartition spatiale de l'amplitude des vibrations sismiques associées. Cette variabilité spatiale liée à la géologie de surface est classiquement appelée "effets de site".

Une première catégorie d'effets de site est liée au simple relief topographique : on a ainsi pu constater, de manière systématique, une amplification des mouvements en sommet de crête, expliquée au moins partiellement par une focalisation des ondes liée à la convexité de la surface libre : on peut en voir des illustrations dans les ruines encore existantes des villages de Rognes (Bouches-du-Rhône), et de Castillon-le-Vieux (Alpes-Maritimes), dont les parties hautes ont été respectivement détruites par les séismes de Lambesc (1909), et d'Imperia (1887). Il est clair que de tels effets sont donc à attendre sur une bonne partie du territoire Rhône-Alpin, très montagneux, mais fort heureusement, cela ne concerne qu'un nombre limité de villages ou d'installations spécifiques.

Une seconde catégorie, beaucoup plus fréquente, est liée aux remplissages sédimentaires récents (vallées alluviales notamment, zones péri-lacustres). Les ondes y subissent d'importantes réverbérations verticales entre la surface et le fond du remplissage, et les interférences qui en résultent produisent des phénomènes de résonance et d'amplification à certaines fréquences (correspondant à des longueurs d'onde comparables à l'épaisseur des sédiments), correspondant malheureusement très souvent aux fréquences propres des bâtiments (soit de 0.5 Hz pour les grandes tours de 30 étages à 10 Hz pour les maisons individuelles). Cet effet est à l'origine de la catastrophe qui a frappé Mexico en 1985 : les argiles lacustres sur lesquelles est fondée la ville ont provoqué des amplifications dépassant un facteur 10, sur la plage de fréquences des bâtiments de 8 à 20 étages, dont plusieurs centaines se sont effondrés.

Tous les séismes récents ont, souvent dramatiquement, rappelé l'existence et l'importance de tels effets, qui contrôlent partiellement (comme à Kobé en 1995) ou totalement (Mexico 1985) la répartition spatiale des dommages. En effet, pour de nombreuses raisons (facilités de transport et de construction, approvisionnement en eau, ...), la plupart des grandes villes de par le monde sont établies sur de telles formations alluviales ou côtières. Un raccourci, brutal et sommaire mais parlant, consiste à établir un parallèle entre amplification d'un facteur 10 et une augmentation de la magnitude de 2 degrés : ainsi, un séisme modéré de magnitude 5 (soit de la taille de celui d'Annecy) peut, sur un site très défavorable, être ressenti aussi violemment qu'un séisme de magnitude 7 (soit de la taille de celui de Kobé en 1995).

## Les grands vallées alpines et l'exemple de Grenoble

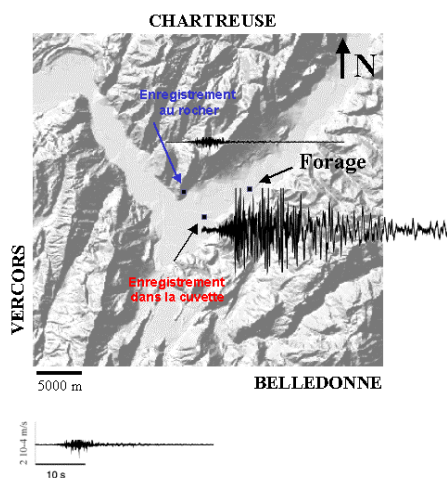
En Rhône-Alpes, on trouve un type de configuration très particulière dont la réponse sismique mérite une attention spéciale: il s'agit des grandes vallées alpines, témoins des grands glaciers qui ont raboté les Alpes jusqu'à il y a 25000 ans, époque de la dernière déglaciation. L'agglomération de Grenoble en constitue un exemple sur lequel a été récemment concentré un faisceau d'études, lancé grâce au soutien initial du Pôle Grenoblois sur les Risques Naturels (Conseil Général de l'Isère), sur lequel se sont greffés divers soutiens régionaux (Contrat de Plan Etat-Région), et nationaux (Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement, CNRS/INSU, Institut de protection et de Sécurité Nucléaire - IPSN). Tous ces concours ont ainsi permis l'installation de réseaux spécifiques, temporaires et permanents, la conduite des reconnaissances géophysiques détaillées, et leur calage par un forage profond, tout cela dans le but de mieux comprendre ces phénomènes, et *in fine* les prédire.

La cuvette en Y, remplie d'alluvions postglaciaires très épaisses (plusieurs centaines de mètres), y est confinée entre les massifs de Belledonne, Chartreuse et Vercors. Même si les sols qui constituent ce remplissage (argiles lacustres entremêlées dépôts sableux en profondeur, surmontés par des alluvions fluviales plus grossières, notamment en provenance du Drac), sont loin d'être aussi "mous" que ceux de Mexico, la très forte rigidité du massif encaissant conduit à des effets similaires : les ondes sismiques y subissent de multiples réverbérations entre les bords et le fond de la cuvette, ainsi transformée en gigantesque "caisse de résonance". Il en résulte de fortes amplifications en surface, ainsi qu'une prolongation importante.

### Instrumentation sismologique

Même si on pouvait suspecter de tels effets à Grenoble, leur existence réelle, ainsi que leur importance quantitative, n'ont été reconnus que très récemment, grâce aux mesures directes effectuées à l'aide de réseaux de sismomètres. Après une première campagne instrumentale temporaire réalisée en 1995 (Lebrun, 1997), il a été jugé nécessaire d'équiper l'agglomération d'un sous-réseau local d'accéléromètres permanents, de façon à enregistrer les principaux événements locaux ou régionaux (le séisme du Grand-Bornand de 1994, bien ressenti dans l'agglomération, n'avait pu donner lieu à aucune analyse quantitative). Ce sous-réseau, intégré au réseau national RAP (Réseau Accélérométrique Permanent, <http://www-rap2.obs.ujf-grenoble.fr>) comporte actuellement 7 stations, dont deux "de référence" installées directement sur le rocher encaissant, et 5 dans la cuvette.

Tous les enregistrements ainsi acquis (en tout une cinquantaine d'événements, dont celui de Laffrey du 11/01/1999) ont ainsi révélé que les vibrations dans la cuvette sont **systematiquement**, quelle que soit l'origine du séisme, **10 à 20 fois plus intenses** que sur les massifs avoisinants (Musée Dauphinois, Bastille), et ce sur une gamme de fréquences très large correspondant aux immeubles de plus de 4-5 étages (jusqu'à plus de 30 étages).



Exemple d'enregistrements sismiques obtenus lors du séisme de Laffrey du 11/01/1999 : on constate une énorme différence en amplitude et durée entre les mouvements à l'intérieur de la cuvette, et les mouvements sur le rocher (ici à la Bastille)

Des observations similaires ont été faites de manière à peu près simultanée dans d'autres grandes vallées alpines de Suisse (Valais) et d'Italie (Riva del Garda).

En outre, une nouvelle campagne temporaire a été menée au printemps 1999, avec un réseau très dense de type antenne destiné à l'analyse fine du champ d'ondes sismiques, notamment pour tenter de mettre en évidence les réverbérations à l'intérieur de la cuvette. Les résultats (Cornou, 2002) indiquent effectivement très clairement l'existence d'ondes piégées entre les bords du bassin, et leur importance quantitative puisqu'au total elles véhiculent quatre fois plus d'énergie que les ondes directes (en d'autres termes, cela signifie qu'une seule onde peut générer au moins une dizaine d'échos d'amplitude moyenne égale à 40 % de l'onde directe).

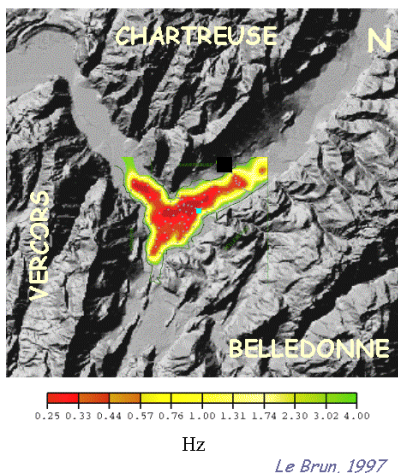
### Reconnaitances géophysiques

La compréhension physique, et l'éventuelle prévision, de ces phénomènes d'amplification passent nécessairement par une bonne connaissance à la fois géométrique et mécanique de l'ensemble de la cuvette.

La première information importante concerne la géométrie du remplissage : une première cartographie de l'épaisseur des alluvions post-glaciaires a pu être entreprise par le biais de mesures gravimétriques très denses (Vallon, 1999). Elle révèle à la fois de très fortes épaisseurs (500 m dans le Grésivaudan, et jusqu'à 800 m sous Grenoble), et une topographie très irrégulière, assez éloignée des visions classiques des vallées glaciaires "en U" : ces très fortes variations latérales d'épaisseur contribuent énormément au piégeage des ondes sismiques.

Cette information assez globale a été confirmée, et surtout considérablement précisée ponctuellement par de la prospection sismique utilisant diverses techniques (explosif ou camion vibreur Vibroseis, réflexion, réfraction, parfois à très haute résolution, Dietrich et al., 2001). Parmi toute une foule d'informations quantitatives précieuses, ils ont notamment conduit à une mesure précise des vitesses de propagation dans les sédiments et le substratum, mettant en évidence un très fort contraste mécanique (de l'ordre de 3) confirmant l'efficacité du piégeage. Toutes ces mesures ont été effectuées pour l'essentiel en dehors des zones urbanisées, et surtout dans le Grésivaudan, et il serait intéressant de pouvoir en réaliser de nouvelles, en particulier des profils Vibroseis, dans le centre ville et la zone de confluent Drac Isère.

D'autres méthodes de reconnaissances ont été mises en œuvre utilisant les propriétés du "bruit de fond sismique", ou microvibrations permanentes liées à l'agitation naturelle (vent, houle en Méditerranée ou Atlantique, ...) ou anthropique (trafic, machineries industrielles, etc.). Leurs résultats sont moins précis que ceux de la prospection sismique, mais la facilité de leur mise en œuvre permet d'obtenir assez aisément une information quantitative spatialisée sur l'épaisseur et les caractéristiques mécaniques des sédiments. A titre d'exemple, la figure 2 montre une carte de la fréquence fondamentale de résonance dans la cuvette, élaborée à partir d'enregistrements de bruit de fond en une centaine de points : elle est très étroitement reliée à l'épaisseur de la couverture alluviale : plus cette dernière est épaisse, plus la fréquence fondamentale est basse.

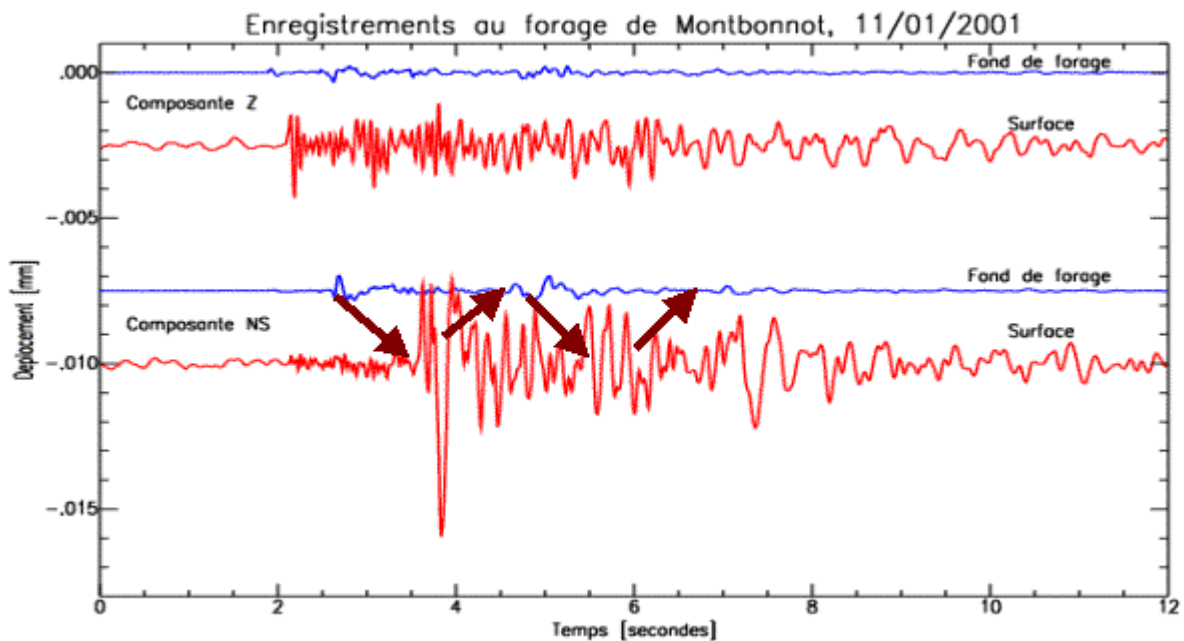


Fréquences de résonance du bassin mesurées à partir du bruit de fond sismique (vibrations ambiantes). Plus la profondeur est importante, plus la fréquence est basse, en bon accord avec les cartes d'isoépaisseur déduites des mesures gravimétriques (d'après Lebrun, 1997).

### Forage profond

Toutes les mesures précédentes comportent une certaine ambiguïté (masse volumique / épaisseur pour la gravimétrie, vitesses sismiques / épaisseur pour la sismique). Un forage profond a donc été décidé pour les caler en un site particulier. Le forage de Montbonnot, réalisé à l'automne 1999 sous la direction de l'IPSN, a atteint le substratum à 534 m de profondeur, et un ensemble d'observations directes (cuttings, carotte notamment) et indirectes (diagraphies diverses en forage) ont ainsi permis de bien contraindre les autres mesures géophysiques, de montrer le caractère satisfaisant des ordres de grandeur qu'elles indiquent, et d'accéder à d'autres paramètres plus fins comme le coefficient d'amortissement.

Ce forage est maintenant équipé de deux capteurs accélérométriques, l'un à 550 m de profondeur et l'autre en surface : les premiers enregistrements obtenus permettent de bien imaginer les effets d'amplification de d'échos entre la surface et la profondeur, mais aussi la forte complexité des signaux en surface par rapport à ceux obtenus en profondeur.



Exemple d'enregistrements obtenus au forage de Montbonnot lors d'un petit séisme local (magnitude autour de 1) survenu près de Domène. Les traces en bleu représentent les mouvements en fond de forage, celles en rouge à la surface. Les différences d'amplitude et de durée sont frappantes. On distingue de plus clairement, en fond de forage, des arrivées tardives, qui sont des « échos » du signal direct après réverbération et piégeage dans les formations superficielles

### Modélisation numérique

La connaissance de la structure géologique a permis la réalisation de simulations numériques (encore préliminaires) anticipant sur les effets d'un séisme de taille comparable à celui de Corrençon (1962), mais situé beaucoup plus près de l'agglomération (à l'est ou au sud, voire juste dessous). Ces simulations confirment de façon évidente l'extrême importance des phénomènes de diffraction et de réverbération, ainsi que leur contrôle très étroit par la géométrie tridimensionnelle de la cuvette. D'autres estimations peuvent être obtenues en extrapolant les informations obtenues sur la base d'enregistrements de petits séismes situés au front de Belledonne ou à Laffrey. Ces deux approches conduisent à des estimations d'accélération maximale dans la cuvette pouvant atteindre 0.3 g (niveau réglementaire actuel pour la zone Ib: 0.15 g), et à des niveaux spectraux notablement supérieurs aux niveaux réglementaires, surtout pour les bâtiments de plus de 6-7 étages.

Mais ces simulations restent encore limitées au domaine basse fréquence (en dessous de 1 à 2 Hz), et au domaine élastique: ces limitations perdureront sans doute pendant encore longtemps, non pas tant à cause des limitations numériques, que de l'incapacité actuelle à renseigner quantitativement de tels modèles avec la précision et la densité spatiale nécessaires. L'exemple de Grenoble montre en effet que le coût des techniques actuelles de reconnaissance est hors de

proportion avec les enjeux, ou en tout cas est perçu comme tel dans notre contexte de sismicité modérée. Un tel programme de reconnaissances ne peut donc s'envisager que dans le cadre d'une étude pilote

### **Questions en suspens**

L'exemple de Grenoble montre comment des mesures, réalisées au départ plutôt dans une optique recherche, ont débouché sur une prise de conscience d'un risque sensiblement plus élevé que l'on ne s'y attendait. Des efforts importants ont dû être consentis, dans un premier temps pour vérifier, comprendre et valider ces mesures, et commencer, dans un second temps, à analyser leurs conséquences en terme de risque. Tout indique que les mesures initiales étaient valides et représentatives. Des questions importantes sont donc posées: les valeurs de dimensionnement imposées dans les normes de construction parasismique, tant pour les bâtiments courants à risque "normal" que pour les installations industrielles à risque "spécial" (nombreuses dans l'agglomération), doivent-elles être révisées à la hausse ? Les bâtiments existants, et notamment les plus "stratégiques" d'entre eux, qui ont été conçus avant la mise en application de la réglementation parasismique, ont-ils des réserves suffisantes pour résister à un séisme même modéré ?

Pour y répondre en toute connaissance de cause, il reste des points importants à éclaircir, à commencer par celui concernant la non-linéarité du sol. La représentativité des données instrumentales acquises à ce jour suscite encore des débats vifs voire passionnés sur la possibilité ou non de les extrapoler à de forts séismes. Selon bon nombre de géotechniciens en effet, le comportement du sol est considérablement modifié sous forte sollicitation : comme tout système mécanique trop sollicité, le sol se dégrade, dissipe beaucoup d'énergie, et il résulte de cette non-linéarité une réduction significative des amplifications... Or les facteurs 10 à 20 mesurés correspondent à des séismes faibles à modérés (le plus fort était celui de Laffrey, dont les sollicitations sont restées 15 fois inférieures aux niveaux réglementaires). En attendant (peut-être longtemps ?) des enregistrements correspondant à des séismes sensiblement plus forts, qui couperaient court à toutes les controverses, diverses études ont été engagées pour y apporter des réponses indirectes (prélèvements et essais en laboratoire notamment).

En aval, pour tout ce qui concerne la vulnérabilité réelle des structures, on est à l'heure actuelle assez démunis, ne serait-ce que pour identifier rapidement les plus faibles et vulnérables d'entre elles. En serait-on capable, que l'on se heurterait alors au coût élevé (souvent prohibitif pour les propriétaires) des remises à niveau complètes, et au vide réglementaire pour des mises à niveau partielles, moins onéreuses, sans oublier les aspects psychologiques et sociologiques liés aux réactions légitimes des personnes apprenant qu'elles habitent ou travaillent dans une structure reconnue comme vulnérable ? La tâche est donc techniquement difficile, politiquement délicate, et elle prendra certainement longtemps : Sans doute faudra-t-il commencer les études par quelques bâtiments publics "exemplaires" et représentatifs.

### **Conclusions**

Les séismes de Mexico, de Kobé, de Bhuj, ont régulièrement rappelé l'importance des effets de site ; ceux de d'Agadir (1959), San Salvador (1986), d'Italie centrale (1997), d'Athènes (1999) nous ont aussi montré à quel point des séismes modérés (magnitude inférieure à 6) survenant en zone urbaine peuvent engendrer des dommages très importants. La situation en Rhône-Alpes n'a certes rien à voir avec le Japon, la Turquie ou la Californie ; mais il n'en demeure pas moins que si un séisme comme celui de Corrençon ou de Chamonix survenait demain à proximité immédiate d'une des grandes agglomérations alpines, il y a fort à parier qu'il causerait des dommages très significatifs, allant bien au-delà des chutes de cheminées.

La réglementation actuelle ne semble pas du tout adaptée au contexte très particulier des vallées alpines. L'arsenal de prévention en France possède un outil qui permettrait, malgré toutes les limitations des connaissances, d'améliorer sensiblement la situation actuelle : le PPRs (Plan de Prévention des Risques). Il se heurte cependant, dans toutes les grandes agglomérations, à de très fortes réticences liées aux incidences supposées sur le foncier d'une cartographie trop fine de l'exposition. Il est donc aussi nécessaire d'entamer au plus vite des études d'ordre sociologique pour

déterminer si ces craintes sont fondées, ou si finalement, comme souvent, la population n'est pas beaucoup plus responsable et adulte que ses représentants ne le supposent.

## **Références**

- Cornou, C., 2002 : Traitement d'antenne et imagerie sismique dans l'agglomération grenobloise : implications pour le risque sismique, Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier, Grenoble-I.
- Cotton, F., Bard P.-Y., Berge C., Hatzfeld D., 1999, *Qu'est-ce qui fait vibrer Grenoble ?*, La Recherche, **320**, 39-41.
- Dietrich, M., G. Ménard, F. Lemeille, C. Cornou, C. Bordes et P.-Y. Bard, 2001. Exploration géophysique pour l'évaluation des effets de site : profils sismiques Vibroseis et mesures en puits dans la vallée de l'Isère près de Grenoble, *Actes de la Journée commune AFPS/CFG/ "Géologie et risque sismique"*, Paris, 22/11/2001
- Dietrich, M., R. Guiguet, V. Chaffard, 1998. Imagerie sismique des remplissages alluviaux dans la région de Grenoble, Rapport d'étude LGIT.
- Lebrun, B., 1997 : Les effets de site : étude expérimentale et simulation de trois configurations. Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier, Grenoble-I, 208 pages.
- Mohammadioun, B., 2000. Evaluation probabiliste de l'aléa sismique en France, Journée technique AFPS du 20/09/2000.
- Vallon, M., 1999, Estimation de l'épaisseur d'alluvions et sédiments dans la région grenobloise par inversion des anomalies gravimétriques, IPSN, Saint-Martin d'Hères, 34p.
- Vallon, M., Bonnaffé, F., Janson, X., Mieulet, M.C., Reynaud L. & Tésais, E., 1996, Carte des isopaches du remplissage quaternaire de la cuvette grenobloise déduite des anomalies gravimétriques: Rapport interne du Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement, Grenoble.