Abandon des cavités salines

P. BÉREST
B. BROUARD
Laboratoire de Mécanique des Solides, École polytechnique, 91128 Palaiseau Cedex

G. DURUP
Département Réservoirs Souterrains, Gaz de France

Résumé

Un intérêt croissant est porté aux conséquences pour l'environnement de l'abandon d'ouvrages souterrains. Parmi ces derniers, les stockages souterrains d'hydrocarbures attirent l'attention depuis quelques années ; dans le cas des cavernes dans le sel, l'intérêt est accru par plusieurs projets d'utilisation de telles cavernes pour l'enfouissement de déchets, notamment des résidus de la production pétrolière. Plusieurs auteurs ont attiré l'attention sur le scénario suivant : même en l'absence de déséquilibre thermique, la pression du fluide contenu (saumure par exemple) dans une caverne fermée augmente du fait du fluage naturel du sel. Un équilibre est en principe atteint, lorsque la pression du fluide devient égale à la pression naturelle des terrains. Mais, le fluide ayant en général une densité plus faible que les terrains, l'équilibre ne peut être assuré simultanément en tout point de la caverne ; surtout si celle-ci est de grande hauteur, un excès de pression significatif existera dans le fluide en haut de la caverne, avec un risque de fracturation du massif, qui pourra tendre à se développer vers le haut, jusqu'à faire débiter la saumure de la caverne dans le premier aquifère surincombant. On montre dans cet article que ce risque peut disparaître si on tient compte d'une certaine perméabilité du sel, qui permet une relaxation de la pression du fluide. Le risque est alors limité à la période transitoire pendant laquelle les déséquilibres thermiques initiaux se résorbent.

Abandonment of salt caverns

Abstract

Solution-mined caverns are designed to be sealed and abandoned one day. In some cases, wastes will be disposed in the cavern before sealing. Due to increasing concern of environmental and safety issues, the long-term behavior of brine (or brine plus wastes) bubble initially enclosed in a cavern has been analyzed by several authors who emphasize the fracture risk due to progressive pressure build-up in the cavern caused by brine heating and cavern creep. In this paper, we examine rock-salt permeability : even if small, it results in some pressure release and leads to a final equilibrium pressure that is substantially lower, in many cases, than the lithostatic pressure. Then, the fracture risk is restricted to the transient period during which the initial temperature disequilibrium has not yet been resorbed.

1

Introduction

Depuis plusieurs années, un intérêt particulier est porté au comportement thermomécanique, après leur fermeture et leur abandon, des cavités souterraines réalisées par dissolution. On pense ici aux cavités relativement profondes, comprises entre 500 m et 2 000 m de profondeur, pour fixer les idées. Ces cavités se distinguent d'ouvrages souvent plus anciens et moins profonds, réalisés dans le contexte géologique de la frange actuelle d'une formation salifère, fréquemment exploités avec interconnexion entre les cavernes, et visant essentiellement à produire de la saumure, dont les exploitations de l'Est de la France (région de Nancy) constituent un bon exemple.

L'intérêt pour les cavernes relativement (ou très) profondes s'est accru d'une part en raison d'une sensibilité accrue en matière de protection de l'environnement, qui conduit à s'interroger sur le devenir à très long terme des ouvrages souterrains créés par l'homme ; et d'autre part en raison de plusieurs projets dans lesquels d'anciennes cavernes souterraines sont utilisées pour l'enfouissement de déchets industriels ou chimiques. On peut citer par exemple Langer *et al.* (1984), Wallner (1986), Cauberg *et al.* (1986), Bérest (1990), Cosenza et Ghoreychi (1993), Ehgartner et Linn (1994), You *et al.* (1994), Fokker (1995), Veil *et al.* (1997), Bérest et Brouard (1996), qui ont contribué à divers aspects de la discussion.

Les analyses mécaniques s'accordent le plus souvent sur le scénario général suivant : si la caverne, au moment de sa fermeture et de son abandon, contient du fluide (de la saumure, en général), la pression de ce fluide augmentera au cours du temps en raison de la réduction de volume de la caverne associée au fluage du sel, et de l'expansion du fluide provoquée par son réchauffement (en effet, dans la plupart des cas envisageables, l'équilibre thermique n'est pas réalisé au moment de la fermeture). Langer *et al.* (1984) ou Wallner (1986) ont montré que cet accroissement de pression conduit à un risque de fracturation dans les cavernes de grande hauteur en raison de l'écart de densité entre la saumure et le sel : la variation du volume global de la caverne s'annule quand la pression moyenne est en équilibre avec la pression des terrains ; mais alors, en raison de l'écart des densités respectives du sel et de la saumure, la pression de la saumure présente un excès dans la partie sommitale, où existent les conditions d'une fracturation naturelle.

Ce type d'analyse néglige toutefois l'effet favorable de la perméabilité de la formation salifère, qui permet une certaine percolation de la saumure contenue dans la caverne vers le massif rocheux. On va établir que cette percolation peut diminuer significativement la pression finale régnant dans la caverne.

Dans une première partie, on discutera séparément les principaux phénomènes physiques qui jouent un rôle dans l'accroissement de pression :

– l'échauffement et la dilatation thermique de la saumure ;
– la percolation de la saumure dans le massif ;
– le fluage de la caverne.

Puis on discutera successivement les effets :

– du fluage dans une caverne étanche ;
– du fluage combiné à la percolation ;
– du fluage, de la percolation et de la dilatation de la saumure combinés.

Cette dernière combinaison est évidemment celle qui décrit le mieux les situations réelles, mais l'analyse séparée des autres effets permet d'en apprécier les apports respectifs.

On montrera que cette analyse permet une interprétation assez satisfaisante de plusieurs observations effectuées en place (mesure de l'accroissement de pression dans des cavernes fermées).

En conclusion, nous proposons des procédures susceptibles de réduire la vitesse de montée en pression et la valeur maximale atteinte par la pression.

2

Contribution des phénomènes thermiques, mécaniques et hydrauliques

2.1

Phénomènes thermiques – Effet du lessivage

Le lessivage des cavernes s'effectue en général au moyen d'eau relativement froide (12 °C) provenant d'aquifères superficiels. La température du sel est plus élevée et croît avec la profondeur. Les valeurs sont assez dispersées : la conductivité thermique du sel est sensiblement plus forte que celle de la moyenne des roches ; aussi la température dans le sel dépend-elle de la profondeur du toit de la formation salifère et, évidemment, du contexte géologique local. On peut trouver typiquement 45 °C à 1 000 m de profondeur et 55 °C à 1 450 m de profondeur (gisement d'Etrez ; Hugout, 1988) ou 70 °C à 1 500 m de profondeur (gisement de Tersanne ; Hugout, 1988) ou encore 100 °C à 2 000 m de profondeur (gisement de Vauvert ; You et Valette, 1994). Au cours du lessivage, l'eau douce injectée dans la caverne dissout le sel ; sa température augmente, par mélange avec le sel dissous et par conduction thermique de la chaleur du massif vers la caverne. Le bilan thermique global est assez compliqué, parce que la dissolution du sel gemme contenant des impuretés (sulfates principalement) est un processus plus ou moins endothermique et que, dans le puits, l'eau douce injectée et la saumure soutirée, plus chaude, échangent de la chaleur. Ce bilan dépend en particulier de l'histoire des débits d'injection d'eau douce. Au total, à la fin du lessivage, la température moyenne de la saumure est intermédiaire entre celle de l'eau douce injectée et celle du massif salifère et plutôt plus proche de la première, Brouard *et al.* (1997) ; ultérieurement, si cette saumure demeure dans la caverne, sa température augmente lentement et tend vers un équilibre avec la température du massif rocheux.

Une conclusion analogue vaudrait si, à l'issue d'une période d'utilisation de la caverne pour le stockage d'hydrocarbures, celle-ci était remplie de saumure ou d'eau douce (qui se saturerait assez vite en sel), puis abandonnée.

L'évolution de la température de la saumure abandonnée dans une caverne peut être calculée simplement, au prix de quelques hypothèses qui sont, pour l'essentiel :

1) La chaleur est transportée du massif, plus chaud, vers la caverne, plus froide, par conduction thermique, selon la loi de Fourier. Des valeurs typiques de la conductivité et de la diffusivité thermiques du sel gemme sont respectivement $\bar{K} = 6$ W/m/°C et $k = 3.10^{-6}$ m²/s.

2) La chaleur qui traverse la paroi de la caverne augmente la température moyenne T_i de la saumure. On a donc les deux relations :

$$\begin{cases} \dfrac{\delta T}{\delta t} = k\,\Delta T & \text{dans le massif} \\ -\iint \bar{K}\dfrac{\delta T}{\delta n}da = \rho_s C_s V \dot{T}_i & \text{à la paroi} \end{cases}$$

où $\rho_s C_s$ est la chaleur spécifique volumique de la saumure et V est le volume de la caverne.

3) La température dans la caverne est à peu près uniforme, la saumure étant brassée par thermoconvection. La figure 1 illustre cette idée : on a effectué une mesure de température dans la caverne Ez53 en 1996, soit quatorze ans après la fin du lessivage ; après une telle durée, dans cette petite caverne, la température moyenne est redevenue égale à celle du massif environnant. Suivant l'axe du sondage, le gradient vertical de température est sensiblement plus faible dans la saumure que dans le massif. Pourtant la conductivité de la saumure est plus petite que celle du sel gemme, d'un facteur 10 environ ; de sorte que, si la saumure était immobile, le gradient de température y serait sensiblement plus fort. C'est donc que le gradient géothermique, à lui seul, engendre un brassage efficace de la saumure ; on peut attendre qu'il en soit *a fortiori* de même si, de plus, les températures moyennes du sel et de la saumure sont distinctes, comme c'est le cas après un lessivage.

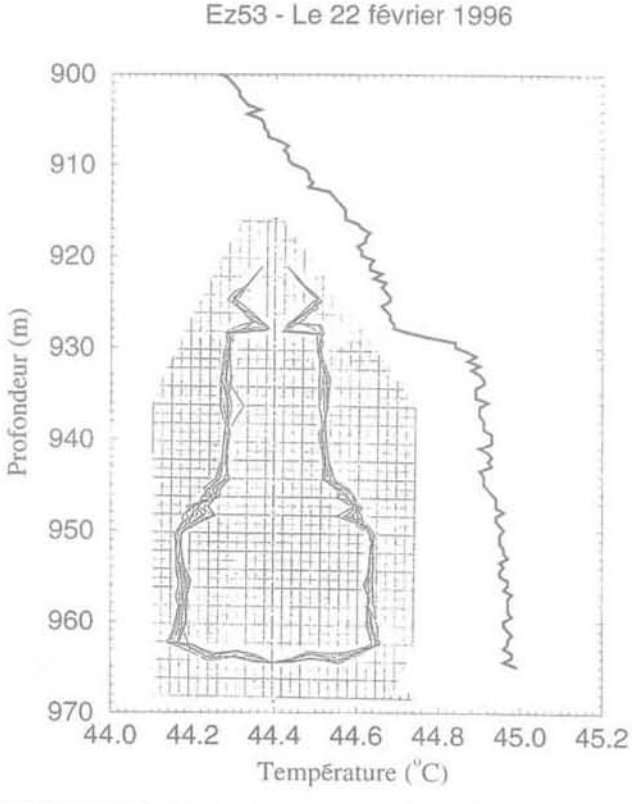


FIG. 1 **Distribution verticale de la température suivant l'axe de la caverne Ez53 (février 1996).**
Temperature evolution *vs* depth along the Ez53 cavern axis (February 1996).

En négligeant la « résistance de contact » (c'est-à-dire un écart éventuel de température entre la saumure et le sel à la paroi), on peut compléter les relations précédentes par une condition de continuité à la paroi :

$$T = T_i(t) \qquad \text{à la paroi :}$$

Le système obtenu peut être aisément résolu par un calcul sur ordinateur. Si on néglige l'histoire thermique de la caverne avant la fin du lessivage, l'écart entre la température du massif à la profondeur de la cavité $T_R = T_R(z)$ et la température moyenne de la saumure contenue dans la caverne, soit $T_i(t)$, évolue suivant une loi de la forme :

$$T_R - T_i(t) = [T_R - T_i(0)]\,\varphi\left(\frac{t}{t_c}\right) \qquad (1)$$

où t_c désigne le « temps caractéristique » du processus d'échauffement, après lequel environ 75 % de l'écart initial de température est résorbé. Pour une cavité sphérique, et plus généralement une cavité peu élancée, ce temps est :

$$t_c = \frac{V^{2/3}}{4k} \qquad (2)$$

où V est le volume de la caverne (en m³). Pour une caverne de 8 000 m³ environ, le temps caractéristique est environ $t_c \approx 1$ an ; pour une caverne de 500 000 m³, on a $t_c \approx 16$ ans. Ce dernier chiffre doit être mis en exergue : *pour une grande caverne, le processus de réchauffement de la saumure est très lent*. (Pour une cavité très élancée, de rayon R, on obtient des conclusions analogues avec $t_c = \dfrac{\pi R^2}{4k}$.

La fonction $\varphi = \varphi(u)$ avec $u = t/t_c$ de la formule (1) peut être déterminée précisément pour une forme cylindrique, on peut consulter Ehgartner et Linn (1994) ; pour une forme sphérique, la fonction φ est donnée dans Bérest *et al.* (1979). On a par définition $\varphi(0) = 1$, $\varphi(1) = 0{,}25$ et l'évolution de la température sera donnée par :

$$\dot{T}_i(t) = -\left[T_R - T_i(0)\right]\frac{d\varphi}{du}(u)/t_c\,;\ u = t/t_c \qquad (3)$$

Il est rare qu'on mesure directement l'évolution de la température au cours du temps dans une caverne ; on observe plutôt ses conséquences (l'accroissement concomitant de pression, dans une caverne fermée ; ou l'écoulement de la saumure par la tête de puits, si cette dernière est laissée ouverte) qui peuvent souvent être mesurées avec précision. Ces points seront discutés au paragraphe suivant ; un exemple de mesure directe de l'évolution de la température est représenté sur la figure 2.

Gaz de France a mesuré la température de la saumure à différents instants après la fin du lessivage en descendant un thermomètre à la même profondeur dans la caverne Ez53, dont la profondeur est 950 m et le volume est 7 500 m³ environ (ou un peu moins ; mais plutôt proche de 8 000 m³ si on englobe le puisard d'insolubles sédimentés au fond de la caverne). Immédiatement après la fin du lessivage, la température de la saumure était $T_i(0) \approx 28$ °C, qu'il faut comparer à la température naturelle du massif $T_R = 45$ °C. Dans cette caverne (qui est petite) on vérifie que 60 % de l'écart initial de température est résorbé après 8,5 mois (le calcul prévoit 75 % après 12 mois).

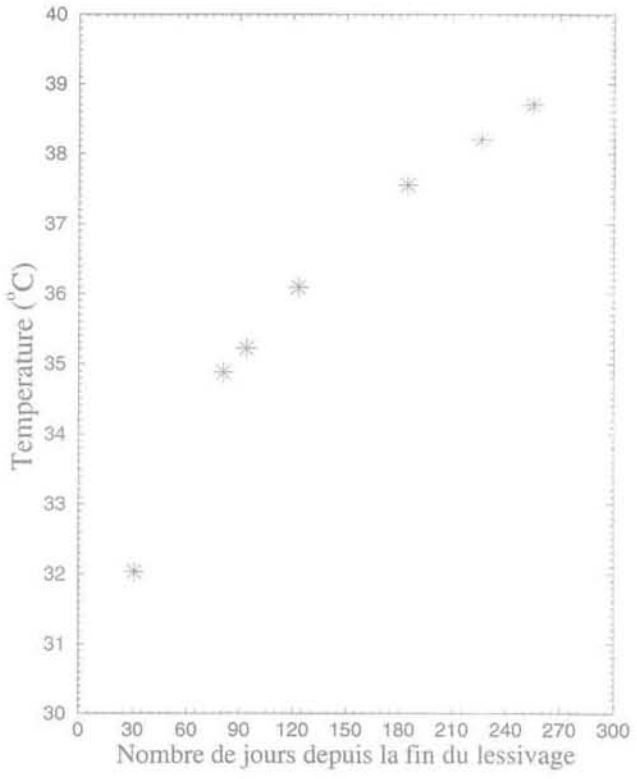


FIG. 2 **Température mesurée dans la caverne Ez53 à différents instants après la fin du lessivage, de juillet 1982 à mai 1983.**
Temperature as measured in the Ez53 cavern at different moments after the end of leaching, from July 1982 to May 1983.

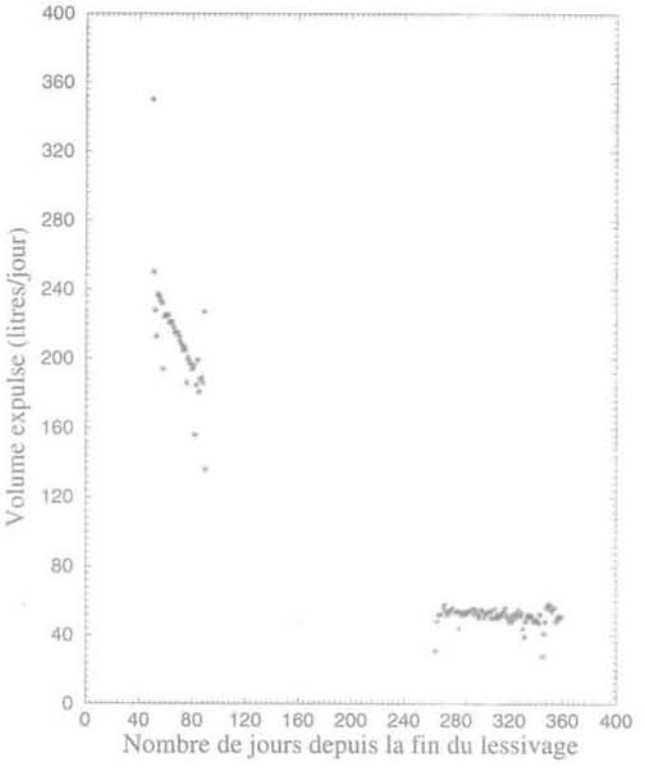


FIG. 3 **Débit expulsé de la caverne Ez53 pendant les deux phases où elle était ouverte ; les jours sont comptés à partir de la fin du lessivage de la caverne.**
Flow expelled from the Ez53 cavern when opened. Time origin is the end of leaching.

2.2

Dilatation thermique

Si la caverne est ouverte en tête de puits, le réchauffement produit une dilatation thermique de la saumure, de sorte qu'un certain débit sera expulsé naturellement de la caverne. Le coefficient de dilatation thermique de la saumure est $\alpha \approx 4{,}4.10^{-4}\ °C^{-1}$ selon Boucly (1981) ; ainsi le débit qui sera expulsé de la caverne peut être exprimé comme suit :

$$Q_{th} = \alpha V \dot{T}_i \qquad (6)$$

où T_i est la dérivée par rapport au temps de la température moyenne de la saumure contenue dans la caverne. Par exemple, Hugout (1988) a mesuré le débit expulsé par la caverne Ez53 (voir Fig. 3) pendant les jours 50 à 90 et 263 à 360 (comptés depuis la fin du lessivage) ; le débit observé est un peu plus grand que ce qu'on aurait pu attendre des mesures de température citées plus haut. En effet, en moyenne entre les jours 31 et 81, l'élévation mesurée de température est de 0,057 °C par jour, qui produirait, pour un volume de 7 500 m³ de saumure environ, un débit expulsé $Q_{th} \approx 190$ litres par jour, ce qui est plus petit que le débit mesuré. Il existe une incertitude sur le volume mais elle ne peut expliquer l'écart observé (une mesure sonar effectuée en 1982 a donné un volume V = 7 100 m³ avec une incertitude de 5 % ; de plus le sonar ne « voit » pas le volume du puisard rempli d'insolubles sédimentés (5 à 10 % du volume total) ni le volume de la saumure piégée entre les sédiments ; de sorte que 7 500 m³ est une valeur raisonnable du volume réel de saumure). La raison de l'écart entre débit prévu et débit mesuré, on le verra, tient pour l'essentiel à l'effet additionnel de la réduction du volume de la caverne par fluage.

En combinant les relations (2) (3) (4), il apparaît que, toutes choses égales par ailleurs (c'est-à-dire notamment pour les mêmes valeurs du temps réduits t/t_c), le débit varie encore comme la puissance 1/3 du volume de la caverne, ou encore comme sa dimension caractéristique :

$$Q_{th} \sim V^{1/3}\,[T_R - T_i(0)]$$

où $[T_R - T_i(0)]$ est l'écart initial de température. En d'autres termes, si le débit est de 200 litres/jour dans une caverne de 8 000 m³, sa valeur au cours des premiers mois après la fin du lessivage dans une caverne de 512 000 m³, qui est 64 fois plus grosse, sera 800 litres/jour ; toutefois ce débit décroîtra plus lentement dans la grosse caverne.

2.3

Compressibilité de la caverne

La saumure, mais aussi le sel gemme, présentent une certaine compressibilité. Quand on injecte dans une caverne fermée un débit Q de saumure, l'accroissement concomitant de pression P_i dans la caverne est :

$$Q = \beta V \dot{P}_i \qquad (5)$$

où V est le volume de la caverne et β et le *« facteur de compressibilité »* qui est la somme du facteur de com-

pressibilité de la saumure (environ $\beta_s \approx 2{,}7.10^{-10}$ Pa^{-1}) et du facteur de compressibilité de la caverne (typiquement $\beta_R \approx 1{,}3.10^{-10}$ Pa^{-1} pour une cavité de forme régulière.

Ainsi une valeur typique du facteur de compressibilité est $\beta = 4.10^{-10}$ Pa^{-1} (Boucly, 1982) ; elle signifie que dans une caverne fermée de 500 000 m^3, l'injection de 1 m^3 de saumure additionnelle conduit à un accroissement de pression de 5 kPa (0,05 bar).

Colin et You (1990) proposent une valeur légèrement supérieure, $\beta = 5.10^{-10}$ Pa^{-1} pour les cavernes (de forme cylindrique) du site de Manosque (France). Le facteur de compressibilité peut être plus important si la caverne contient une poche de gaz, même de faible volume. Bérest *et al.* (1997) rapportent une valeur de $\beta = 11.10^{-10}$ Pa^{-1} dans une caverne comportant une poche de gaz occupant environ 0,5 % du volume total.

2.4

Perméabilité du sel

Le sel a longtemps été considéré comme parfaitement imperméable ; il est vrai que sa perméabilité est extrêmement petite (un sel pur et intact possède une perméabilité intrinsèque qui est typiquement inférieure ou égale à $K = 10^{-22}$ m^2 ; à l'échelle d'une formation salifère on peut avoir $K = 10^{-21}$ m^2 à 10^{-19} m^2, Durup, 1994).

Au laboratoire, il est nécessaire d'être très soigneux car le prélèvement d'échantillons, leur transport, leur préparation peuvent augmenter la perméabilité de plusieurs ordres de grandeur. Des progrès récents dans l'expérimentation et l'interprétation (Spiers *et al.*, 1987 ; Peach, 1991 ; Le Guen, 1992) font penser qu'une compréhension et une modélisation des phénomènes de perméabilité dans le sel ne sont pas hors de vue.

Nous adopterons dans cet article un point de vue plus empirique en utilisant les enseignements des essais *in situ*. Par exemple, dans le site d'Etrez, Durup (1994) a effectué un essai d'un an sur un découvert d'une centaine de mètres de haut d'un sondage, à 1 000 m de profondeur, en augmentant progressivement la pression en tête de puits, depuis la pression atmosphérique jusqu'à la pression de fracturation, par étapes successives d'une durée d'un mois environ. Ses conclusions étaient :

– Le débit percolant dans le massif est proportionnel à la pression appliquée en tête de puits, de sorte que la loi de Darcy s'applique (globalement) au comportement hydraulique du puits ; de plus, la pression de pore naturelle semble égale au poids d'une colonne de saumure montant jusqu'à la surface du sol, soit P_o (MPa) = 0,012 z (m). Cette distribution de pression sera dite *halmostatique* par analogie avec la pression hydrostatique (P_o = 0,01 z) ou lithostatique (P_o = 0,022 z). Il faut remarquer que cette valeur ne peut être expliquée par des arguments simples ; elle peut dans certains cas refléter l'histoire récente de la caverne plutôt que la véritable pression naturelle de la saumure. Sur le site du WIPP, au Nouveau Mexique, la pression naturelle paraît plus élevée que la valeur proposée.

– La perméabilité (globale) intrinsèque est $K = 6.10^{-20}$ m^2.

Il ne faut évidemment pas inférer sans précaution de ces conclusions (globales) des affirmations relatives à la perméabilité (locale) du sel. En effet :

– Le sel d'Etrez contient approximativement 10 % d'impuretés (argiles, anhydrite) dont une part se présente sous forme de lits horizontaux. Il est possible qu'une partie significative de la percolation observée s'effectue dans ces niveaux particuliers.

– Par ailleurs, on sait que la perméabilité est très fortement influencée par l'histoire des contraintes auxquelles le sel a été soumis. Par exemple, Cosenza et Ghoreychi (1993) ou Hunsche (1991) et Critescu et Hunsche (1993) suggèrent une distinction entre un domaine contractant (faibles contraintes déviatoriques, forte pression moyenne) dans lequel le fluage viscoplastique est de type associé (c'est-à-dire sans changement de volume) et un domaine dilatant (grandes contraintes déviatoriques) dans lequel des déformations irréversibles substantielles surviennent, accompagnées d'une augmentation considérable de la perméabilité (plusieurs ordres de grandeur). Ainsi dans le site du WIPP au Nouveau Mexique, où la perméabilité du massif naturel est très faible (moins de $K = 10^{-22}$ m^2), on a pu mettre en évidence un accroissement de plusieurs ordres de grandeur de la perméabilité au voisinage des parois d'un puits de la mine (Dale et Hurtado, 1997). On peut imaginer qu'un phénomène analogue survient dans un sondage, ou aux parois d'une caverne souterraine, de sorte que la perméabilité apparente mesurée serait largement influencée par des effets de paroi. Toutefois, on ne dispose d'aucune preuve directe d'un tel phénomène, et l'analogie entre un puits de mine ou une galerie (soumis à la pression atmosphérique) et un sondage (soumis à une pression de saumure significative) ne peut être faite sans précaution (Nguyen Minh Duc, communication personnelle).

Il faut reconnaître qu'il subsiste des incertitudes d'interprétation ; néanmoins dans la suite nous adopterons la notion *« utile »* de perméabilité au sens de Darcy de la formation salifère et nous ferons varier la perméabilité intrinsèque dans la fourchette $K = 10^{-22}$ m^2 à $K = 10^{-19}$ m^2.

2.5

Fluage

D'innombrables travaux ont été consacrés aux diverses facettes du comportement rhéologique du sel ; ils ne semblent pas avoir épuisé le sujet, dont la complexité est fascinante (voir par exemple Hardy et Langer, 1984 et 1988 ; Ghoreychi *et al.*, 1996 ; Aubertin, 1997). Néanmoins, la plupart des auteurs s'accordent sur les caractéristiques principales du comportement de ce matériau :

– Le sel se comporte comme un fluide : il s'écoule sous des charges déviatoriques même très faibles.

– Le sel est un fluide non-newtonien : sa vitesse de déformation de distorsion est proportionnelle à une puissance élevée (de 3 à 5 typiquement) de la contrainte déviatorique appliquée. Pour une structure telle qu'une cavité souterraine, cette propriété signifie que la vitesse de fermeture d'une caverne (c'est-à-dire la vitesse de variation relative du volume) est proportionnelle à une puissance élevée de l'écart entre la pression lithostatique et la pression interne dans la caverne.

– La vitesse de déformation est fortement influencée par la température, elle s'accroît de deux ordres de grandeur quand la température augmente de 100 °C.

Les deux effets (de l'écart de pression et de la température) se combinent lorsqu'on fait varier la profondeur de cavernes remplies de saumure et ouvertes à l'atmosphère. A une profondeur de 1 000 m, la pression lithostatique est de l'ordre de $P_R = 22$ MPa, la pression dans la caverne ouverte à la surface (pression halmostatique) est $P_i(0) = 12$ MPa, la température de la roche est $T_R = 45$ °C ; la diminution de volume en régime permanent est typiquement $2{,}5.10^{-4}$ par an (cette valeur a été mesurée par Bérest et Blum (1992) pour la caverne Ez53 citée plus haut, huit ans après la fin du lessivage). A une profondeur de 2 000 m, cette vitesse serait augmentée par un facteur 100 au moins, en raison de l'accroissement conjoint de la température et de la pression naturelle des terrains.

Pour estimer des ordres de grandeur, on suppose dans la suite que le régime permanent de fluage peut être décrit par l'évolution suivante de la variation de volume au cours du temps :

$$\dot{\varepsilon}_{fl} = \frac{\dot{V}}{V} = -B(P_R - P_i)^m \qquad (6)$$

où $B = B(T) = A\, e^{\left[\frac{Q^*}{R^*}\left(\frac{1}{T^*_0} - \frac{1}{T^*}\right)\right]}$ et où le signe « moins » tient à ce que le volume de la caverne diminue ($V < 0$). La pression lithostatique P_R est exprimée en MPa (on a à peu près $P_R = 0{,}022\ z$), P_i est la pression régnant dans la caverne, z étant la profondeur de la caverne en mètre, T^* est la température absolue du massif rocheux (exprimée ici en Kelvin) ; T^*_0 est la température de référence (45 °C, ou 318 K) ; R est la constante des gaz parfaits, qui fixe l'unité d'énergie. Un ensemble raisonnable de valeurs des paramètres est :

$$\begin{cases} Q^*/R^* = 5\,360\ K^{-1} \\ m = 3 \\ A = 2{,}5.10^{-7}\ (\text{année})^{-1} \end{cases}$$

Avec ces valeurs, le fluage de la caverne, qui est $2{,}5.10^{-4}\ an^{-1}$ à 1 000 m de profondeur, vaut $2{,}5.10^{-2}\ an^{-1}$ à 2 000 m de profondeur, si on suppose qu'il y règne une température de 100 °C ; l'accroissement de l'écart de pression est responsable d'une multiplication par 8 de la vitesse de fluage (l'effet de l'accroissement de température est une multiplication par 12).

Ces valeurs numériques ne sont pas universelles ; les expériences de laboratoire donnent souvent des valeurs du coefficient m plus élevées, jusqu'à m = 5. En revanche, la valeur du coefficient Q^*/R^* est proche de celle donnée par Pfeifle *et al.* (1996) pour le sel d'Avery Island. Les auteurs ont bénéficié à ce propos des commentaires de Gérard Vouille, 1996.

3

Effets combinés des phénomènes thermiques, mécaniques et hydrauliques

3.1

Effet du fluage seul

Ayant analysé les divers facteurs qui provoquent la montée en pression dans les cavernes fermées, on envisage dans la suite les effets qui résultent de la combinaison de ces facteurs. Il est commode d'examiner successivement des modèles prenant en compte un nombre croissant de facteurs, en commençant par le fluage seul. Ce premier modèle a un sens si la saumure a été laissée au repos avant fermeture de la caverne pendant un temps long vis-à-vis du temps caractéristique thermique, $t_c = V^{2/3}/(4k)$, de sorte que la température moyenne de la saumure dans la caverne n'est pas très différente de la température du massif rocheux ; et si on peut négliger la percolation (c'est d'autant plus légitime que la perméabilité du sel est petite et que la caverne est grande).

L'effet du fluage est de diminuer le volume de la caverne, donc d'augmenter la pression dans celle-ci, ce qui ralentit progressivement la vitesse de fluage. Pour simplifier les estimations, on suppose qu'un régime permanent est atteint à chaque instant (cette hypothèse est raisonnable dès lors que, comme il apparaîtra plus loin, le processus est lent).

Par ailleurs, en raison de la compressibilité de la caverne, nous avons :

$$\frac{\dot{V}}{V} + \beta \dot{P}_i = 0$$

et, en combinant la relation précédente et la relation (6) puis en intégrant par rapport au temps, il vient, pour l'évolution au cours du temps $P_i = P_i(t)$ de la pression de la saumure :

$$\frac{P_R - P_i(t)}{P_R - P_i(0)} = \left\{1 + \frac{(m-1)B[P_R - P_i(0)]^{m-1} t}{\beta}\right\}^{\frac{1}{1-m}}$$

avec typiquement m = 3, $\beta = 4.10^{-4}\ MPa^{-1}$. La vitesse initiale de montée en pression sera $0{,}625\ MPa.(an)^{-1}$ dans une caverne fermée située à 1 000 m de profondeur, pour laquelle $B = 2{,}5.10^{-7}\ (MPa)^{-m}(an)^{-1}$ et l'écart entre la pression lithostatique et la pression halmostatique est $P_R - P_i(0) = 10$ MPa. A une telle profondeur, cette différence sera divisée par 2 après 8 ans et divisée par 10 après 8 siècles environ.

Les ordres de grandeur sont très différents pour une caverne située à 2 000 m de profondeur, pour laquelle $B = 3.10^{-6}\ (MPa)^{-m}(an)^{-1}$ et $P_R - P_i(0) = 20$ MPa ; l'échelle de temps sera réduite par un facteur légèrement inférieur à 50 ; autrement dit l'écart entre la pression lithostatique et la pression intérieure sera 10 MPa (division par 2) après 2 mois, et 2 MPa (division par 10) après 16 ans.

Ces résultats seront confrontés plus loin aux données de terrain.

Ainsi, dans une caverne fermée et parfaitement imperméable, l'augmentation (due au fluage) de la pression de la saumure, qui tend vers la pression lithostatique, voit sa vitesse considérablement réduite avec le temps ; toutefois, le phénomène voit sa vitesse augmenter considérablement avec la profondeur.

Il faut noter que ces conclusions ne dépendent pas des dimensions de la caverne ; elles seraient confirmées et accentuées si l'exposant m dans la loi de comportement non linéaire du sel était égal à 4 ou 5, évaluation qui peut être réaliste dans bien des cas.

• *Risque de fracturation*

Pour l'instant, la dilatation thermique et la percolation n'ont pas été prises en considération, leur influence sera discutée par la suite ; on discutera d'abord la nature de l'état final atteint à la fin de la montée en pression. Ainsi

qu'on l'a indiqué en introduction, on verra qu'un équilibre stable ne peut être atteint, dans beaucoup de cas, comme l'ont observé de nombreux auteurs, par exemple Langer *et al.* (1984) ou Ehgartner et Linn (1994). Nous avons supposé dans les calculs précédents qu'il y avait une pression uniforme de la saumure dans la caverne et une pression uniforme à l'infini dans le massif; en fait il est plus correct de parler de pression moyenne dans la caverne et de pression à l'infini dans le plan horizontal passant par le centre de la caverne. La masse volumique de la saumure (1 200 kg/m³) est sensiblement différente de la masse volumique du sel (2 200 kg/m³) ; aussi même si les valeurs moyennes des pressions sont égales, les gradients de pression étant inégaux, les pressions dans la saumure et dans le sel ne peuvent être égales en tout point de la paroi. La pression de saumure présente, par rapport à la pression lithostatique, un excès au sommet de la caverne, un déficit au fond : la cavité s'élargit au sommet, alors que son fond remonte, de sorte que la caverne monte globalement (Fig. 4).

Ce mouvement est vraisemblablement lent, car les pressions motrices sont faibles (leur amplitude est donnée par la différence entre les pressions déterminées par deux colonnes de sel et de saumure, respectivement, dont la hauteur serait égale à celle de la caverne, $\Delta P = 5$ MPa pour une caverne de 500 m de haut).

Bien plus sérieux est le risque de fracturation du sel. Sa résistance à la traction est faible, et la fracturation peut survenir quand la pression de la saumure dépasse d'une petite quantité la pression lithostatique (pour une description d'un essai de fracturation lent, voir Durup, 1994). Sauf dans le cas d'un sel en couche qui présenterait des hétérogénéités stratigraphiques marquées, on peut penser que la fracture apparaîtra d'abord au sommet de la caverne et tendra à progresser vers le haut, parce que l'écart entre la pression lithostatique et la pression de saumure croît quand la hauteur totale (de la caverne plus la fracture) augmente.

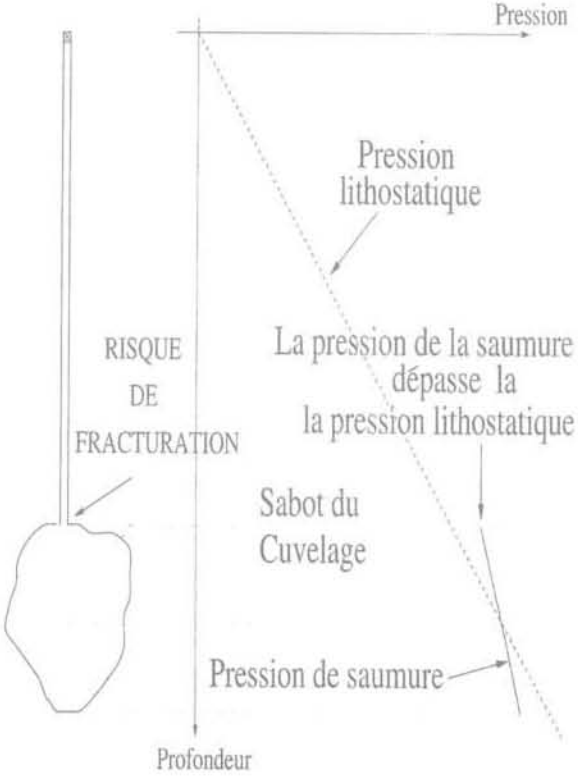


FIG. 4 **Distribution ultime des pressions dans une caverne fermée (d'après Ehgartner et Linn, 1994).**
Final pressure distribution in a closed cavern (after Ehgartner and Linn, 1994).

Pour être complet, on doit noter aussi que l'équilibre thermique ne peut être atteint, en raison de l'existence d'un gradient géothermique : la température de la roche est plus froide au toit de la caverne, de sorte qu'une thermoconvection naturelle se met en place, la saumure chaude montant le long des parois de la caverne, déposant du sel au toit, puis descendant le long de l'axe de la caverne. La dissolution (au fond) et la cristallisation (au toit) produisent un mouvement apparent descendant de la caverne, dont la vitesse est probablement très faible, voir Bérest (1990).

3.2

Effet du fluage et de la percolation de saumure dans une caverne fermée, quand la dilatation thermique peut être négligée

Si l'on prend en compte l'effet de la percolation de la saumure dans le massif, la pression tend vers des niveaux d'équilibre sensiblement plus bas, comme indiqué par Bérest (1990), Ghoreychi et Cosenza (1993), Bérest et Brouard (1995). Un état d'équilibre sera atteint quand la vitesse de diminution du volume de la caverne, due au fluage, équilibre exactement le débit de la saumure qui percole de la caverne vers le massif. La percolation peut être estimée approximativement en supposant que la caverne se comporte comme une cavité sphérique, de rayon R tel que $V = 4\pi R^3/3$, réalisée dans une roche poreuse dans laquelle la percolation obéit à la loi de Darcy. En régime permanent, la distribution de pression dans le massif suit une loi harmonique (en 1/r) et le débit de saumure traversant les parois de la caverne sera :

$$\dot{\varepsilon}_{perc} = \frac{Q}{V} = -3K\frac{P_i - P_o}{\eta R^2} \qquad (7)$$

où K est la perméabilité intrinsèque du sel gemme, dont nous avons vu que le domaine typique de variation s'étendait de $K = 10^{-22}$ m² à $K = 10^{-19}$ m², P_i est la pression de la saumure dans la caverne, R est le rayon de cette dernière, η la viscosité cinématique de la saumure (elle diminue avec la température ; on a typiquement $\eta = 1{,}2.10^{-3}$ Pa.s à 45 °C et $\eta = 0{,}6.10^{-3}$ Pa.s à 100 °C) et enfin P_o est la pression de pore naturelle dans le massif rocheux. On a dit que cette pression paraît souvent égale à la pression *halmostatique* ; ce qui équivaut à supposer qu'il n'y a aucun mouvement de saumure à travers la paroi de la caverne, si cette dernière est ouverte à l'atmosphère en tête de puits.

En prenant en compte les effets du fluage et de la percolation (mais sans dilatation thermique), on a pour l'évolution de la pression au cours du temps en combinant (5) (6) (7) :

$$\begin{cases} \beta\dot{P}_i(t) = \dot{\varepsilon}_{perc} - \dot{\varepsilon}_{fl} \\ = \dfrac{-3K[P_i(t) - P_o(z)]}{\eta R^2} + B(T)\,[P_R(z) - P_i(t)]^m \\ P_i(0) = P_o(z) \end{cases}$$

où z désigne ici la profondeur moyenne de la caverne. L'équilibre entre fluage de la caverne et perte de saumure sera atteint pour une valeur $P_i(t=\infty) = P_i$ telle que :

$$3K\,(\overline{P}_i - P_o) = \eta R^2\, B\,(P_R - \overline{P}_i)^m \qquad (8)$$

En notant $1/a = \eta(z)B(T)R^2(P_R - P_o)m^{-1}/(3K)$ et $y = (P_R - P_i/(P_R - P_o)$, cette relation peut être écrite $y^m - a(1-y) = 0$; y est le rapport entre l'écart final qui sépare la pression lithostatique et la pression dans la cavité et l'écart initial entre les mêmes quantités. Autrement dit, si y est très proche de zéro, le risque de fracturation est grand.

Considérons d'abord le cas d'une caverne de taille moyenne ($V = 225\,000$ m³, $R = 26$ m) à une profondeur modérée ($z = 1\,000$ m), $T = 45$ °C). On fait l'hypothèse halmostatique ($P_o = 12$ MPa), la pression lithostatique est 22 MPa ; la viscosité de la saumure est $\eta = 1{,}2.10^{-3}$ Pa.s ; les propriétés mécaniques du sel sont caractérisées par les paramètres $m = 3$ et $A = 2{,}5.10^{-4}$ (an)$^{-1}$, $B(T = 45\ °C) = 2{,}5.10^{-7}$ (an)$^{-1}$. La perméabilité du sel est choisie égale à $K = 6.10^{-20}$ m², de telle sorte que $1/a = 3{,}75$ et y est peu différent de 0,5 : la pression finale de la saumure dans la caverne sera 17 MPa (soit encore à mi-chemin entre la pression halmostatique et la pression lithostatique). Dans cet exemple, il est évident que l'existence d'une perméabilité du sel réduit pratiquement à néant le risque d'une fracturation due à une pression élevée de saumure dans la caverne. Cette conclusion est encore renforcée pour une petite caverne et resterait valable pur une grosse caverne (1 million de m³).

A plus grande profondeur, les conclusions sont différentes parce que le paramètre a est fortement affecté : le fluage du sel est accéléré du fait de la température (le coefficient B(T) croît) et de l'écart de pression (l'écart $P_R - P_o$ augmente) même si la viscosité de la saumure diminue un peu du fait de l'augmentation de température avec la profondeur. Par exemple, à une profondeur de 2 000 m, si $T = 100$ °C, le coefficient 1/a est multiplié par 50 et y est divisé par 5 : l'écart initial de pression est 20 MPa, mais il est réduit par un facteur 4 quand l'équilibre final est atteint.

Ces valeurs sont fortement influencées par la perméabilité. Jusqu'ici, on a retenu une valeur de la perméabilité ($K = 6.10^{-20}$ m²) relativement forte (pour du sel gemme). Si une valeur de $K = 10^{-22}$ m² était retenue, l'écart final entre la pression lithostatique et la pression de saumure serait de 0,7 MPa seulement (au lieu de 5 MPa) pour une caverne à 1 000 m de profondeur.

Ces résultats montrent que si l'on prend en compte la percolation de la saumure à travers le massif, la pression finale de la saumure dans la caverne peut rester très au-dessous de la pression lithostatique, de sorte que le risque de fracturation disparaît ou est très considérablement diminué. Cette affirmation est toutefois incorrecte, comme on va le voir, quand la dilatation thermique associée à l'échauffement ne peut être négligée.

3.3

Effets du fluage, de la percolation de la saumure et de la dilatation thermique

Si, de plus, l'on tient compte de la dilatation thermique, on a :

$$\beta\dot{P}_i = \alpha\dot{T}_i - \dot{\varepsilon}_{fl} + \dot{\varepsilon}_{perc}$$

Dans le cas où l'on peut négliger les deux derniers termes (c'est-à-dire si la perméabilité est très faible et la caverne peu profonde, ou soumise à une pression de saumure notablement supérieure à la pression halmostatique), on aura pour une caverne fermée la relation thermo-élastique :

$$\beta\dot{P}_i = \alpha\dot{T}_i$$

Avec les valeurs retenues, $\beta = 4.10^{-10}$ Pa^{-1}, $\alpha = 4{,}4.10^{-4}$ °C^{-1}, un accroissement de 1 °C de la température moyenne de la saumure entraîne une augmentation de 1,1 MPa de la pression de la caverne.

Il faut remarquer que, sous ces hypothèses, le système constitue un remarquable thermomètre : il est assez facile de mesurer la pression en tête de puits avec une précision de l'ordre du kilopascal, ce qui renseigne, en principe, sur des variations de la température moyenne de la saumure de l'ordre du millième de degré Celsius.

En fait, quand on veut estimer les valeurs concrètes de α et β, il faut tenir compte de l'influence de la pression et de la température, mais aussi de la variation de la concentration de saturation de la saumure (une modification de pression ou de température, dans la caverne, induit une dissolution ou une cristallisation à l'issue desquelles le volume final des constituants diffère de leur volume initial, ce qui modifie la compressibilité apparente). Une discussion peut être trouvée dans Ehgartner et Linn (1994).

Cette première approximation est insuffisante dans beaucoup de cas, car elle ne tient pas compte des effets du fluage et de la percolation. Nous avons vu que ε_{perc} varie comme $1/R^2$ (R est le rayon équivalent de la caverne) et qu'il en est de même de $\alpha\dot{T}_i$ (à écart de température donné), alors que ε_{fl} ne dépend pas du rayon. Lorsque la pression augmente, le terme $\alpha\dot{T}_i$ est inchangé ; le fluage diminue très fortement, la percolation augmente linéairement avec la pression en tête. L'influence de la profondeur se fait sentir sur l'amplitude des écarts de température et de pression ; mais l'effet le plus sensible concerne le fluage, qui est accéléré par l'élévation de température et (au moins à caverne ouverte) par les écarts plus grands de pression. On a explicitement :

$$\beta\dot{P}_i = -\frac{3K[P_i(t) - P_o(z)]}{\eta R^2} + B(T)\,[P_R(z) - P_i(t)]^m$$
$$-\alpha\frac{d\varphi}{du}\left(\frac{t}{t_c}\right)\{T_R(z) - T_i(0)\}/t_c$$

Ces éléments permettent de discuter quelques exemples :

– Dans une caverne assez peu profonde (1 000 m, pour fixer les idées) le fluage initial est lent ($2{,}5.10^{-4}$ par an typiquement, soit 0,625 MPa/an dans une caverne fermée). Pour une cavité assez perméable, en l'absence de dilatation thermique, la pression dans la caverne tend vers une valeur relativement basse (voir la courbe en pointillé de la figure 5) en raison de la petite taille de la caverne choisie dans l'exemple. En revanche, la dilatation thermique est très active pendant des temps petits vis-à-vis du temps caractéristique de réchauffement, $t_c = V^{2/3}/(4k)$, avec un débit de l'ordre de 200 litres par jour, soit une déformation de $2{,}5.10^{-5}$ par jour ; la dilatation thermique pilote donc pendant ce laps de temps la montée en pression ; puis, lorsque la pression

atteint des valeurs élevées, la percolation joue un rôle plus grand, d'autant que la dilatation thermique perd de son efficacité avec le temps ; la pression diminue alors et tend vers la valeur pour laquelle fluage et percolation s'équilibrent.

D'un point de vue pratique, il est essentiel de vérifier si la pression lithostatique peut être atteinte et dépassée pendant la phase transitoire.

La figure 5 illustre de ce point de vue l'importance de la taille de la caverne : plus la caverne est grande, moins la percolation est efficace. De même, lorsque la perméabilité est plus petite que dans l'exemple, le risque de fracturation pendant l'épisode transitoire est plus grand.

– A plus grande profondeur (2 000 m), les écarts de température à résorber sont plus grands, de sorte que l'effet de la dilatation thermique est plus important ; néanmoins c'est d'abord le fluage qui pilote l'évolution globale, jusqu'au moment où la pression dans la caverne est devenue proche de la pression lithostatique (voir Fig. 6) ; c'est alors la dilatation thermique qui conduit à dépasser la pression lithostatique dans la caverne. Dans une petite caverne (8 000 m³ au lieu de 512 000 m³) on a le même type d'effets mais la phase thermique est beaucoup plus courte, de sorte que l'on rejoint assez vite un régime d'équilibre entre fluage et percolation : de nouveau la phase critique est transitoire.

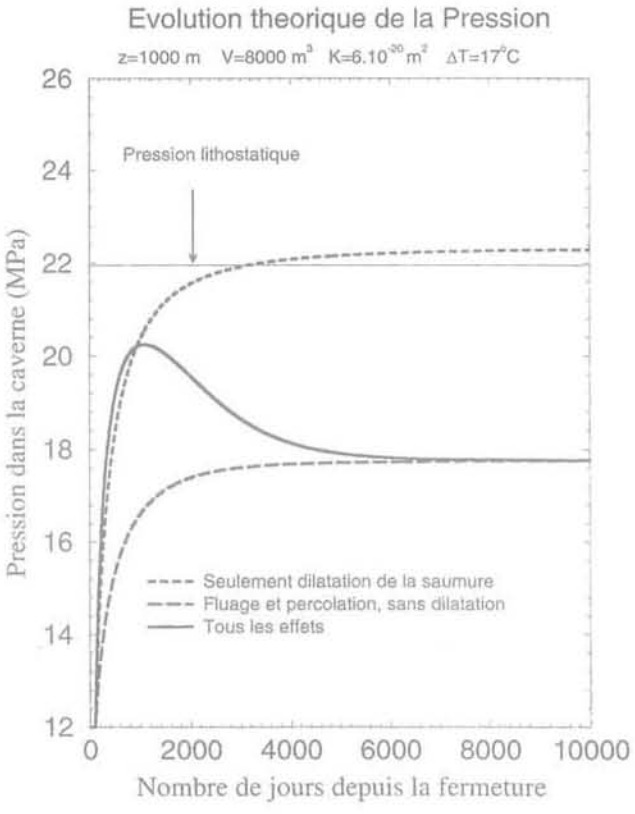
3.3.1 Premier exemple : Etrez supérieur

Cet essai concerne la cavité Ez53 déjà décrite ; on rappelle que sa profondeur est de l'ordre de 950 m.

La cavité a été fermée en tête, 361 jours après que le lessivage s'est achevé (Hugout, 1988). Pendant les quelques mois précédant la fermeture, la caverne était ouverte à l'atmosphère et le débit naturellement expulsé par la caverne était de 50 litres par jour (voir Fig. 3).

Cette expulsion était due, pour 40 litres par jour ou un peu plus, à la dilatation thermique de la saumure. En effet, la dilatation, ajoutée à l'effet du fluage, produisaient un débit de 250 litres par jour, quelques semaines après la fin du lessivage ; mais le réchauffement voit assez vite ses effets diminuer avec le temps ; le temps caractéristique est $t_c = V^{2/3}/(4k) \approx 1$ an ; après cette période, le débit est divisé par un facteur quatre environ. Le fluage contribuait probablement pour une petite dizaine de litres par jour au débit expulsé après un an. On sait en effet qu'après une douzaine d'années le fluage produisait environ 5 litres par jour (Bérest et Blum, 1992), ce qui doit constituer le fluage de régime permanent ; le fluage transitoire vaut sans doute, initialement, quelques dizaines de litres par jour, de sorte que la valeur estimée après un an (10 litres par jour) doit être raisonnable.

On observe sur la figure 7, en fonction du temps, la pression en tête de puits après la fermeture, qui se passe 361 jours après la fin du lessivage ; la pression est mesurée sur un annulaire fermé rempli de fioul de densité 0,85 ; c'est la raison pour laquelle cette pression vaut 3,3 MPa quand le tube central rempli de saumure est ouvert en tête de puits ; on a une pente initiale de 5 MPa par an environ. La compressibilité de la caverne est de l'ordre de $\beta V = 4.10^{-4}$ MPa^{-1}.7 500 m³ ≈ 3 m³



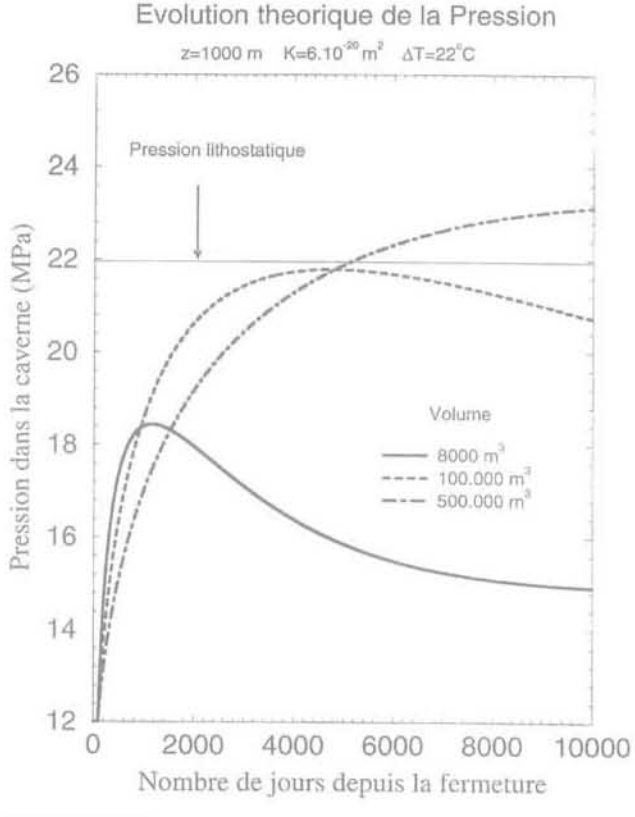


FIG. 5 **Cas d'une caverne assez peu profonde.**
Case of a shallow cavern.

MPa^{-1} (une mesure directe de montée en pression rapide effectuée en 1996, soit 12 ans plus tard, a donné une compressibilité de 2,77 m³ MPa^{-1}), cette pente peut être associée à un débit $Q = \beta V \dot{P}_i = 3.5 = 15$ m³/an = 41 litres/jour, ce qui est cohérent au niveau de l'ordre de grandeur.

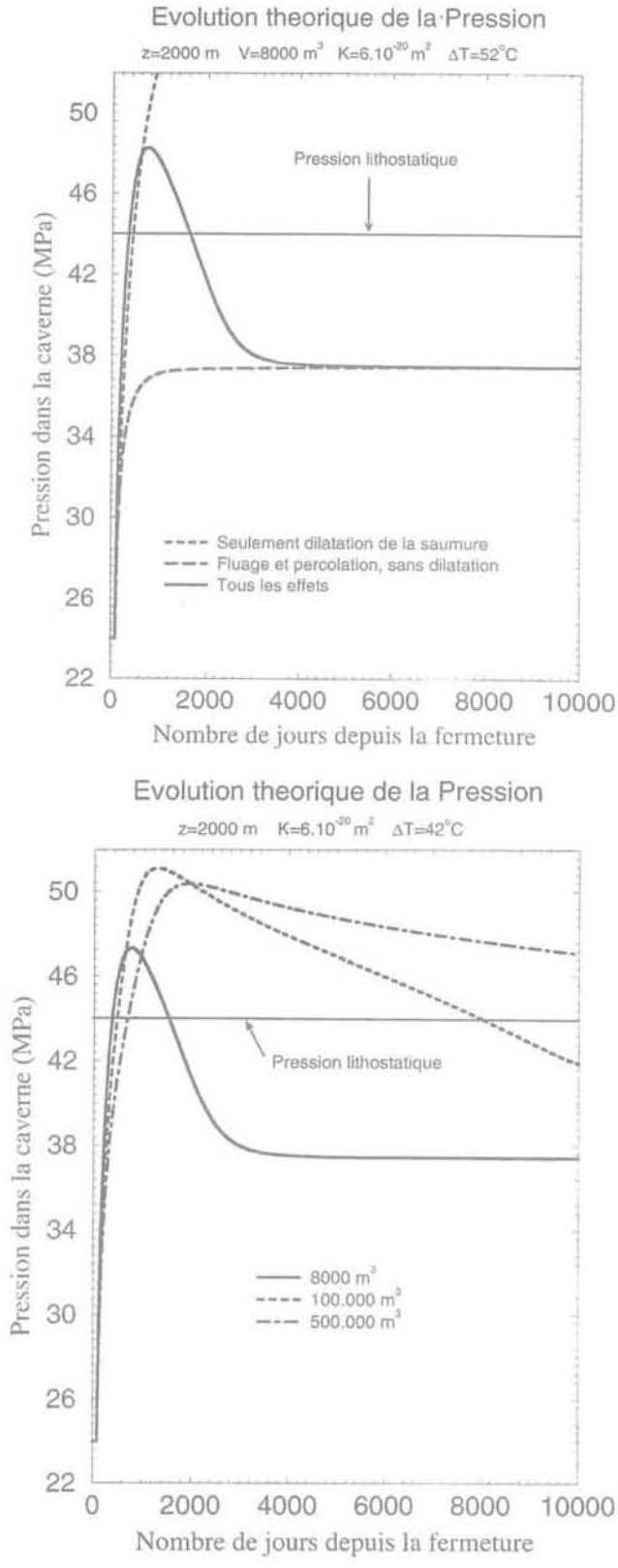


FIG. 6 **Cas d'une caverne plus profonde.**
Case of a deeper cavern.

On observe que la pente diminue régulièrement au cours du temps, ce qu'on peut attribuer à un ralentissement de la dilatation thermique mais surtout à la réduction du fluage au fur et à mesure que la pression augmente dans la caverne. Après une centaine de jours, l'essai est perturbé par des fuites apparues en tête de puits.

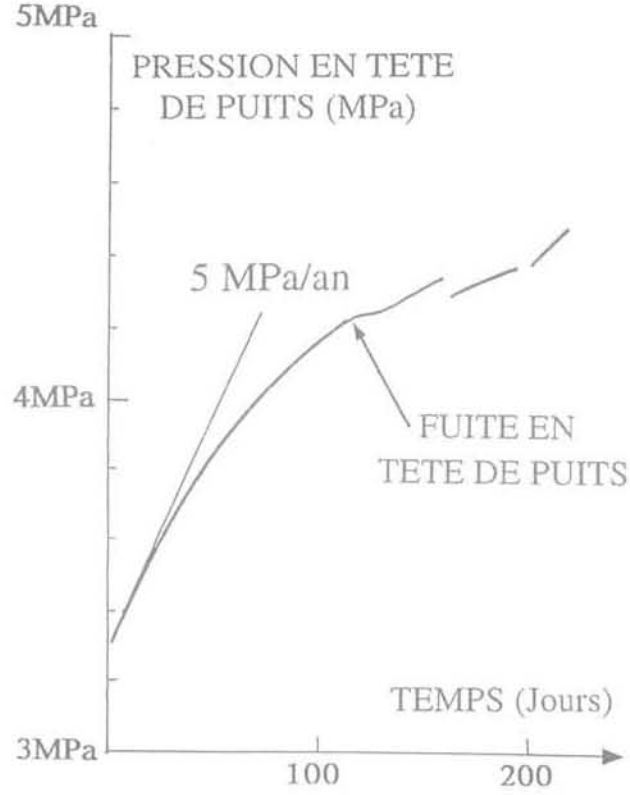


FIG. 7 **Évolution de la pression sur Ez53 ; l'origine des temps est le jour 361 après la fin du lessivage.**
Ez53 cavern pressure build-up.

3.3.2

Deuxième exemple : Vauvert, le rôle de la profondeur

Les cavernes de ce site sont bien plus profondes ; le sel est situé entre les profondeurs de 1 800 m et 2 500 m. Le pourcentage d'insolubles est important, de l'ordre de 50 %. Les cavités ne sont pas accessibles à des mesures de forme par sonar. La température naturelle des terrains est supérieure à 100 °C. Les cavernes Pa1, Pa2 et Pa6 sont reliées entre elles ; l'eau douce est injectée par un puits et soutirée par un autre. Les puits d'injection changent au cours du temps (notamment pour résoudre les problèmes de cristallisation dans les tubes liés au refroidissement de la saumure quand elle remonte vers la surface), et les liaisons entre puits peuvent se refermer quand les circulations ne sont pas actives.

L'ensemble des données présentées ont été recueillies il y a une vingtaine d'années (Bérest *et al.*, 1979). Le volume de chaque caverne au moment des mesures était approximativement le suivant : Pa6, 16 000 m³ (R = 16 m) ; Pa2, 68 000 m³ (R = 25 m) ; Pa1, 84 000 m³ (R = 27 m). Entre parenthèses figure le rayon de la sphère donnant le même volume. La caverne Pa3 n'a jamais été reliée aux autres.

La pente (Fig. 8) des courbes représentatives de la montée en pression fonction du temps pour les trois cavernes Pa1, Pa2 et Pa6 est très raide ; ceci est caractéristique des cavités profondes : immédiatement après la fermeture de la tête de puits, le fluage de la caverne est beaucoup plus important que la dilatation thermique, et ceci reste vrai à peu près jusqu'au moment où la différence entre la pression lithostatique et la

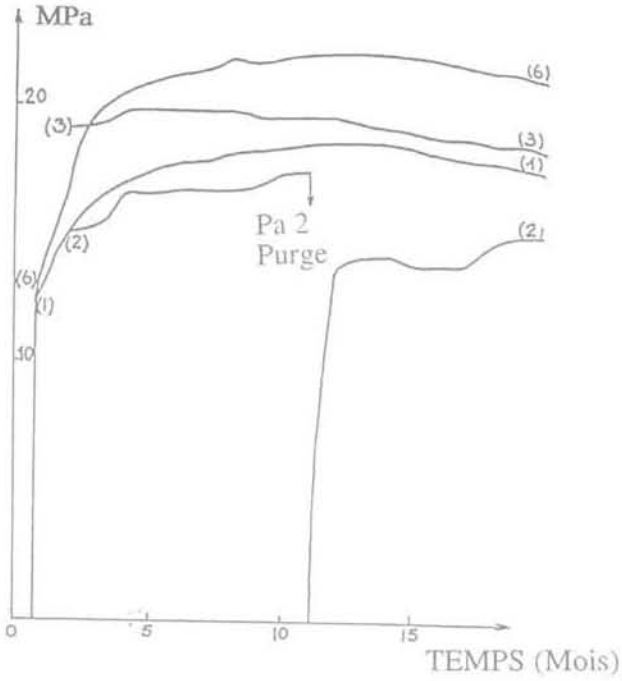


FIG. 8 **Évolution de la pression à Vauvert.**
Vauvert caverns pressure build-up.

pression de la saumure dans la caverne devient inférieure à 7 MPa. Alors le fluage devient peu efficace, la dilatation thermique devient le facteur explicatif essentiel de la montée en pression, qui est à ce moment à peu près régie par la relation $\beta \dot{P}_i = \alpha \dot{T}_i$; quand la pression en tête de puits devient supérieure à 20 MPa (et un peu plus pour Pa6), la pression lithostatique à la profondeur de la caverne est atteinte. La fracturation hydraulique (et sans doute, d'abord, la réouverture des chenaux qui relient entre elles les cavernes) ménagent un volume supplémentaire pour la saumure et empêchent une augmentation ultérieure de la pression.

3.3.3

Troisième exemple : Etrez inférieur, ou l'influence des dimensions

Cet exemple concerne trois cavernes (A, B et C) du site d'Etrez placées dans la couche inférieure ; leurs profondeurs et volumes sont sensiblement plus grands que ceux de la caverne Ez53 envisagée précédemment, comme le montre le tableau suivant :

Ez53	950 mètres	8 000 m³
A	1 450 mètres	346 000 m³
B	1 465 mètres	147 000 m³
C	1 590 mètres	48 600 m³

Les volumes sont déduits de la quantité de saumure extraite de la caverne.

Le lessivage a été arrêté sur ces trois cavités au début de juin 1995. L'évolution de la pression dans les cavernes fermées a été mesurée à partir du 6 juin 1995. C'est l'évolution des pressions en tête de puits pendant le premier mois qui est représentée sur la figure 9. Les vitesses de montée en pression initiales sur chacune des cavernes peuvent être estimées comme suit :

A	4,0 ± 0,1 MPa/an
B	5,9 ± 0,2 MPa/an
C	10,0 ± 0,2 MPa/an

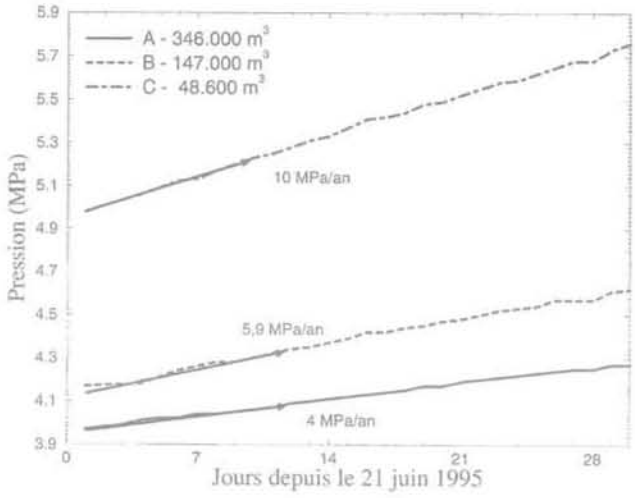


FIG. 9 **Évolution de la pression avec le temps. Cavités A, B et C.**
A, B, C Etrez caverns pressure build-up.

• ***Effet du fluage***

On peut analyser ces valeurs en cherchant d'abord à estimer la part qu'y prend le fluage. On avait observé un fluage de $2{,}5.10^{-4}$ par an sur la caverne Ez53 dans des conditions où la dilatation thermique était certainement négligeable. Pour les cavités A, B et C, l'écart de pression avec le massif (qui était égal à 9,5 MPa pour Ez53) est environ de 14,5 MPa – 1 MPa = 13,5 MPa en tenant compte d'une surpression initiale de 1 MPa (un peu plus pour la caverne A). Le rapport des écarts de pression, soit (13,5/9,5), porté au cube, vaut 2,87. La température de la roche est de 55 °C environ ; l'effet de la température est de multiplier la vitesse du fluage par 1,67 si on admet la loi retenue plus haut. Au total la vitesse du fluage sur Ez15 et Ez16 peut être de l'ordre de $2{,}5.10^{-4}.2{,}87.1{,}67 = 1{,}2.10^{-3}$ par an. Avec un coefficient de compressibilité de la caverne de $\beta = 4.10^{-4}$ MPa^{-1}, la montée en pression due au fluage permanent est théoriquement de 3 MPa par an environ ; elle ne dépend pas de la dimension de la caverne, mais on doit attendre un fluage plus fort sur C qui est plus profonde d'une centaine de mètres.

• ***Effet de la dilatation thermique***

L'estimation précédente du fluage est sans doute un peu forte ; elle laisse peu de place à l'effet de la dilatation thermique. On se rappelle que pour Ez53, qui est en couche supérieure, la température des terrains est 45 °C alors que celle de la saumure de la caverne est, après le lessivage, de 28 °C environ ; pendant les premiers jours l'augmentation de température est de l'ordre de 0,1 °C par jour. Dans la couche inférieure, la température des terrains est de 55 °C et on dispose d'une valeur de la température de la saumure produite mesurée à la sortie de la tête de puits quelques jours avant l'arrêt du lessivage :

A	31,1 °C
B	29,3 °C
C	27,7 °C

Cette température est vraisemblablement inférieure à la température qui règne dans la caverne, car la saumure est refroidie pendant sa remontée vers la surface par le courant descendant d'eau froide. En d'autres termes, l'écart initial de température entre massif et saumure, que nous avons noté $T_R - T_i(0)$ et qui était de 17 °C en couche supérieure, n'est pas beaucoup plus grand en couche inférieure. En revanche, la vitesse de résorption de cet écart doit varier comme l'inverse de la puissance 2/3 du volume de la caverne ; il faut donc diviser la vitesse de référence (0,1 °C par jour dans une cavité fermée immédiatement après le lessivage) respectivement par les facteurs 3,3 pour C ; 6,8 pour B et 12,3 pour A ; soit encore une montée en pression de 12 MPa par an pour C, 5 MPa par an pour B et 3 MPa par an pour A.

Lorsqu'on additionne les effets calculés du fluage et de la dilatation thermique, on trouve ainsi pour l'augmentation initiale de pression dans une cavité fermée 15 MPa/an pour C (au lieu de 10 MPa/an observés), 8 MPa/an pour B (au lieu de 6 MPa/an observés) pour A (au lieu de 4 MPa/an observés). Pourquoi les valeurs observées sont-elles plus faibles ? Il est difficile d'évoquer la percolation dont les effets sont très petits en comparaison. Il est possible que sur ce site particulier l'effet de l'accroissement de température sur le fluage soit moindre que l'estimation que nous en avons faite ; par exemple Pouya (1991) propose pour le site d'Etrez un rapport Q^*/R^* de 4 540 K^{-1} seulement, ce qui réduirait l'effet du fluage, mais dans des proportions qui ne suffisent pas à réconcilier expérience et prévision. De toute manière il est satisfaisant que l'on retrouve des ordres de grandeur parfaitement compatibles. En tout cas, l'influence de la dimension de la caverne, prévisible par le calcul, est très bien mise en évidence par les résultats des mesures.

4

Conclusion

Nous avons montré que, dans une caverne fermée, l'accroissement de la pression de la saumure, engendré par le fluage du sel et le réchauffement de la saumure, conduit à une pression d'équilibre finale plus petite que la pression lithostatique, pourvu que la formation salifère présente une certaine perméabilité.

Il est nécessaire, pour déterminer cette perméabilité, de l'estimer en réalisant dans les sondages (donc avant le lessivage) des essais sous pression suffisamment précis. Cette estimation est essentielle pour tout calcul ultérieur.

Les effets favorables de la perméabilité ne seront toutefois pas suffisants, dans la plupart des cas, pour éviter une période transitoire durant laquelle, en raison essentiellement de la dilatation thermique, la pression dans la caverne dépasse la pression lithostatique (tout particulièrement dans les cavernes profondes).

On peut suggérer diverses dispositions qui permettent de réduire ces effets.

• ***Différer la fermeture*** de la caverne, afin de laisser le sel réchauffer la saumure (par exemple voir Ehgartner et Linn, 1994, ou encore You *et al.*, 1994). L'inconvénient majeur est qu'il faut attendre parfois longtemps (on rappelle que 75 % de l'écart initial de température entre les terrains et la saumure est résorbé en un an dans une caverne de 8 000 m³, et en seize ans dans une caverne de 512 000 m³). Ceci peut poser un problème de responsabilité, si les travaux d'abandon sont différés longtemps après l'arrêt de l'exploitation.

• ***Accélérer le fluage***

Une idée séduisante est d'accélérer le fluage du sel en diminuant la pression de la saumure dans la caverne (par exemple au moyen d'une pompe immergée). On peut ainsi réduire sensiblement, avant fermeture définitive, le volume de la caverne et donc aussi le volume de la bulle de saumure abandonnée dans la formation salifère.

Un exemple intéressant, quoique assez particulier, est fourni par les cavités de Veendam (Pays-Bas) évoquées dans la thèse de Fokker (1995).

Le toit de la formation évaporitique est à 1 500 m de profondeur ; les niveaux exploités sont des couches de sels magnésiens (carnallite, bischofite, kieserite) beaucoup plus solubles que la halite (ou sel gemme). La figure 10 (tirée de Fokker, 1995) donne la forme générale d'une cavité, son volume total est de l'ordre d'un demi-million de mètre cube. Les sels magnésiens fluent extrêmement vite (leur vitesse de déformation est plus grande, de un à deux ordres de grandeur, que celle observée sur le sel gemme, toutes choses égales par ailleurs). Pour cette raison, l'exploitation par dissolution est opérée avec une pression importante appliquée en tête de puits (environ 15 MPa à Veendam) de sorte que l'écart entre la pression lithostatique et la pression de la saumure dans la caverne, qui est le moteur du fluage, soit réduit à une quantité faible (2 MPa seulement dans l'exemple choisi). Dans le cas de ces exploitations de sels magnésiens, il suffit donc de réduire la surpression appliquée en tête de puits pour provoquer un accroissement substantiel de la vitesse de fluage. On a décidé, dans le cas de Veendam, de réduire la surpression de 15 MPa à 3 MPa, augmentant ainsi l'écart entre pression lithostatique et pression de la saumure dans la caverne, qui passe ainsi de 2 MPa à 14 MPa. Pendant cet essai de réduction de pression, qui a duré 65 semaines, le volume expulsé était de 2 500 m³ en moyenne par semaine, soit 25 % par an ; on a ainsi réduit le volume de la caverne de 150 000 m³ environ (Fokker, 1995).

Si on transpose une telle expérience au cas d'une cavité réalisée dans un massif de sel gemme, dans laquelle la vitesse de fluage est (relativement) beaucoup plus faible, on s'aperçoit qu'une accélération notable du fluage n'est possible qu'en descendant la colonne de saumure dans le sondage au moyen d'une pompe immergée. Le résultat d'une telle opération sera d'abord

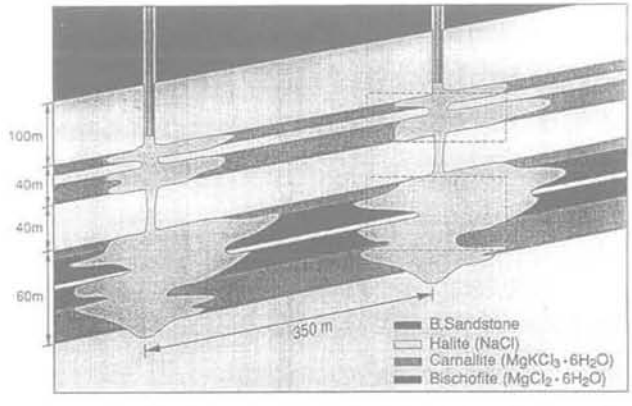


FIG. 10 **Formes typiques des cavités de Veendam (tiré de Fokker, 1995).**
Examples of Veendam cavities shapes (from Fokker, 1995).

de déclencher un fluage transitoire violent ; puis on tendra vers un régime permanent. Pour calculer des ordres de grandeur, on retient les paramètres relatifs au fluage que nous avons envisagés jusqu'ici, et notamment l'exposant m = 3 pour la loi non linéaire de fluage :

– pour une caverne à 1 000 m de profondeur, le fluage lorsque la caverne est ouverte est $2{,}5.10^{-4}$ par an pour un écart entre pression lithostatique et pression de saumure de 10 MPa ; en descendant l'interface à 750 m de profondeur, on accroît de 9 MPa cet écart et on multiplie par un facteur proche de 8 la vitesse de fluage, qui reste néanmoins trop faible pour conduire à une réduction substantielle du volume en un temps raisonnable ;

– pour une caverne à 1 500 m de profondeur, le fluage pour une caverne ouverte est 3.10^{-3} par an, pour un écart de 15 MPa. En descendant l'interface à 1 250 m de profondeur, on accroît l'écart de 15 MPa et le fluage s'établit à $2{,}4.10^{-2}$ par an, ce qui est un peu faible pour obtenir un effet sensible (mais il faut retenir que cet ordre de grandeur peut être influencé par des conditions locales : qualité du sel ou gradient géothermique élevé).

Deux problèmes doivent être soigneusement discutés :

– une descente trop rapide de la pression dans la caverne peut conduire à des désordres. Un exemple, fourni par la caverne de Kiel (Allemagne), est décrit par Kuhne *et al.* (1973) et commenté par Baar (1977). La caverne était réalisée entre 1 300 et 1 500 m de profondeur ; son volume mesuré par sonar était de 39 000 m³ (pour 53 000 m³ de sel extrait : la différence s'explique par le foisonnement d'insolubles sédimentés au fond). Dans un premier temps, on a pu faire descendre l'interface air/saumure de 550 m (en 23 heures). Le débit soutiré (18,6 m³/h) équilibrant alors le fluage manifestement intense, mais sans doute transitoire, l'interface était immobile. Une pompe plus puissante a permis de descendre l'interface à 1 260 m en 6,5 jours. Le volume soutiré a été de 2 500 m³ ; le toit de la caverne s'est effondré sur plusieurs mètres ;

– l'accélération du fluage entraîne une réduction du volume de la caverne qui doit se répercuter à la surface du sol (mais parfois de façon différée). Un des buts du prélèvement de 150 000 m³ de saumure (environ), rapporté plus haut et décrit par Fokker (1995), était d'évaluer la subsidence engendrée par la diminution de volume de la cavité.

La subsidence, à la fin du soutirage, était de 18 mm environ au point le plus bas (au lieu de 23 mm calculé ; l'écart peut tenir à une incertitude dans l'estimation des raideurs des terrains, ou à une sous-estimation des effets différés). Dans le cas de Veendam, la subsidence est un problème essentiel car la nappe phréatique est peu profonde et les terrains environnants ont un usage agricole.

En conclusion, l'accélération du fluage peut être une solution adaptée à des cavernes assez profondes (au-delà de 1 500 m pour fixer les idées). Il est utile de descendre la colonne de saumure assez lentement et une phase expérimentale visant à corréler perte de volume au fond et subsidence en surface paraît indispensable.

• ***Injecter du gaz dans la caverne*** (azote par exemple), avant la fermeture pour augmenter le facteur de compressibilité β de la caverne (Abouaf et Legait, 1978). On a évoqué dans le texte le cas d'une caverne dans laquelle le piégeage d'un volume de gaz égal à 0,5 % du volume total portait le facteur de compressibilité de la caverne à $\beta \approx 1{,}1.10^{-3}$ MPa⁻¹, au lieu de 4.10^{-4} MPa⁻¹ dans les conditions ordinaires : dans une telle caverne, les effets de la dilatation thermique sont divisés par un facteur proche de 3. Plus généralement, si x est la fraction du volume de la caverne occupée par le gaz, P la pression dans la caverne (en MPa), le facteur de compressibilité global de la caverne est $\beta = 4.10^{-4}(1 - x) + x/P$ (en MPa⁻¹) : on voit qu'une faible fraction volumique de gaz suffit à augmenter considérablement la compressibilité. Il faut alors estimer si le gaz ne s'échappera pas lui-même trop vite de la caverne.

En conclusion on voit que l'on dispose de diverses solutions pour diminuer le risque de fracturation (ou les effets de cette dernière). Il n'en reste as moins que, avant de prendre quelque disposition que ce soit, il est essentiel d'évaluer le contexte global géologique, économique et écologique dans lequel se trouvent placées les cavernes. L'existence de couches aquifères, leur qualité et exploitabilité, la sensibilité de la surface du sol à la subsidence, figurent parmi les éléments majeurs à prendre en compte pour un bilan d'impact sur l'environnement et une stratégie de protection proportionnée.

REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient : P. Cosenza, D. Nguyen Minh, G. Vouille qui leur ont fait part de remarques très utiles lors de la préparation du présent article, ainsi que le personnel de la station de Gaz de France à Etrez.

Bibliographie

Abouaf M., Legait B. – Les différentes utilisations du sel souterrain et leurs conséquences à long terme. Rapport interne du ministère de l'Industrie, 1978.

Aubertin M. – Proceedings of the Fourth Conference on the Mechanical Behavior of Salt, Trans. Tech. Pub., Montréal, à paraître, 1997.

Baar C.A. – Applied Salt Rock Mechanics, Developments in Geotechnical engineering, 16-A, Elsevier, 1977.

Bérest P. – Les problèmes soulevés par l'abandon des cavités de dissolution profondes dans le sel gemme. *Stockage en souterrain* , Paris, Presses des Ponts et Chaussées, p. 115-130, 1990.

Bérest P., Blum P.A. – *In situ* test in salt caverns. Proc. 7th Int. Symp. on Salt, Kyoto, p. 353-362, 1992.

Bérest P., Ledoux E., Legait B., de Marsily G. – Effets thermiques dans les cavités en couche salifère. 4th Cong. Int. SIMR, Montreux, vol. 1, Balkema, p. 31-35, 1979.

Bérest P., Brouard B. – Behavior of sealed solution-mined caverns. SMRI Spring Meeting, New Orleans, Louisiana, 1995.

Bérest P., Brouard B. – Behavior of sealed solution-mined caverns. 4th Conf. Mech. Behavior of Salt, Montréal, Trans. Tech. Pub., à paraître, 1997.

Bérest P., Bergues J., Brouard B. – Vibrations and free oscillations in salt caverns. SMRI Fall Meeting, Cleveland, Ohio, 1997.

Boucly P. – *In situ* experience and mathematical representation of the behavior of rock salt used in storage of gas. 1st Conf. Mech. Behavior of Salt, Penn State Univ., Trans. Tech. Pub., p. 453-471, 1981.

Boucly P. – Expériences *in situ* et modélisation du comportement des cavités salines utilisées pour le stockage de gaz. *Revue Française de Géotechnique*, n° 18, p. 49-57, 1982.

Brouard B., Bérest P., Couteau J. – Influence of the leaching phase on the

mechanical behavior of salt caverns. 36th US Rock Mechanics Symposium, New York, 1997.

Cauberg H., Kullman B., Valkering B., Walters J.V. – Rock Mechanical behavior and sealing aspects of a closed-in salt cavity filled with brine. SMRI Fall Meeting, Okura Hotel, Amsterdam, 1986.

Colin P., You T. – Salt Geomechanics seen through 20 years experience at the Manosque Facility. SMRI Fall Meeting, Paris, 1990.

Cosenza P., Ghoreychi M. – Coupling between mechanical behavior and transfer phenomena in salt. 3rd Conf. Mech. Behavior of Salt, Palaiseau, Trans. Tech. Pub., p. 285-307, 1993.

Cristescu N., Hunsche U. – A comprehensive constitutive equation for rock salt : determination and application. 3rd Conf. Mech. Behavior of Salt, Palaiseau, Trans. Tech. Pub., p. 191-205, 1993.

Dale T., Hurtado L.D. – WIPP air-intake shaft disturbed-rock zone study. 4rd Conf. Mech. Behavior of Salt, Montréal, Trans. Tech. Pub., à paraître, 1997.

Durup G. – Long term tests for tightness evaluations with brine and gas in salt. SMRI Fall Meeting, Hannover, 1994.

Ehgartner B.L., Linn J.K. – Mechanical Behavior of Sealed SPR Caverns. SMRI Spring Meeting, Houston, 1994.

Fokker P.A. – The Behavior of Salt and Salt caverns. Ph. D. Thesis, Delft University of Technology, 1995.

Ghoreychi M., Bérest P., Hardy H.R., Langer M. – Proceedings of the Third Conference on the Mechanical Behavior of Salt. Trans. Tech. Pub., 622 p., 1996.

Ghoreychi M., Cosenza P. – Quelques aspects de la sécurité à long terme des stockages. *Géotechniques et environnement*, J.-P. Piguet et F. Homand éditeurs, Nancy, p. 209-217, 1993.

Hardy H.R., Langer M. – Proceedings of the First and Second conferences on the Mechanical Behavior of Salt. Trans. Tech. Pub., 1984-1988.

Hugout B. – Mechanical Behavior of salt cavities – *in situ* tests – model for calculating the cavity volume evolution. 2nd Conf. Mech., Behavior of Salt, Hannover, Trans. Tech., Pub., p. 291-310, 1988.

Hunsche U. – Volume change and energy dissipation in rock salt during triaxial failure test. Proc. Mech. Creep Brittle Materials 2, Leicester, Ed. Cocks and Ponter, Elsevier, p. 172-182, 1991.

Langer M., Wallner M., Wassmann W. – Gebirgsmechanische Bearbeitung von Stabilitäts fragen bei Deponiekavernen im Salzgebirge. *Kali und Steinsaltz*, S66/76, Verlag Glückhauf, 1984.

Le Guen C. – Mesure de la perméabilité de roches très peu perméables et étude de son évolution sous sollicitations thermo-mécaniques, application aux roches salifères du bassin Bressan. Thèse de l'école des Mines de Paris, 1992.

Peach C.J. – Influence of deformation on the fluid transport properties of salt rocks. Thesis, University of Utrecht, Holland, 1991.

Pfeifle T.W., Vogt T.J., Brekken G.A. – Correlation of Chemical, Mineralogic, and Pysical Characteristics of Gulf Coast Dome Salt to Deformation and Strength Properties. SMRI Spring Meeting, 1996.

Pouya A. – Correlation between mechanical behaviour and petrological properties of rock salt. Proceedings of the 32nd US Symposium. A.A. Balkema Publishers, p. 385-392, 1991.

Spiers C.J., Peach C.J., Brzesowsky R.H., Schutjens P.M.T.M., Liezenberg J.L., Zwart H.J. – Long term rheological and transport properties of dry wet salt rocks. Final report, aims 1-3 HPT Laboratory Dept. of Geology, Inst. of Earth Sciences, University of Utrecht, The Netherlands, 1987.

Veil J., Elcock D., Raivel M., Caudle D., Ayers R.C., Grunewald B. – Preliminary Technical and Legal Evaluation of Disposing of Nonhazardous Oil Field Waste into Salt Caverns. Argonne National Laboratory, US Department of Energy, à paraître, 1997.

Vouille G. – Communication personnelle, 1996.

Wallner M. – Frac-Pressure Risk for Cavities in Rock Salt. 2nd Conf. Mech. Behavior of Salt, Hannover, Trans. Tech. Pub., p. 645-658, 1986.

You T., Maisons C., Valette M. – Experimental procedure for the closure of the brine production caverns on the « Saline de Vauvert » site. SMRI Fall Meeting, Hannover, 1994.