

Etude de la sismicité de la Zone briançonnaise entre Pelvoux et Argentera (Alpes Occidentales) à l'aide d'un réseau de stations portables

Autor(en): **Fréchet, Julien / Pavoni, Nazario**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **72 (1979)**

Heft 3

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-164860>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Eclogae geol. Helv.	Vol. 72/3	Pages 763-779	9 figures dans le texte et 2 tableaux	Bâle, novembre 1979
---------------------	-----------	---------------	--	---------------------

Etude de la sismicité de la Zone briançonnaise entre Pelvoux et Argentera (Alpes Occidentales) à l'aide d'un réseau de stations portables¹⁾

Par JULIEN FRÉCHET²⁾ et NAZARIO PAVONI³⁾

RÉSUMÉ

La sismicité de la Zone briançonnaise entre les massifs du Pelvoux et de l'Argentera-Mercantour a été enregistrée par deux réseaux temporaires de onze puis seize stations sismologiques. Sur plus de 1800 séismes locaux enregistrés en environ deux mois d'enregistrement, 250 ont pu être localisés avec des précisions allant de quelques centaines de mètres à un kilomètre. On a pu montrer une activité dans toute la Zone briançonnaise avec une remarquable concentration sous le massif du Chambeyron. Plus de vingt solutions focales précises ont été obtenues, mettant en évidence l'importance du faillage normal de direction méridienne surtout dans la région du Chambeyron, avec une composante dextre pour les failles plus proches de la direction N 140° E. Trois interprétations sont proposées, toutes rendant compte d'une compression N-S et d'une extension E-W.

ABSTRACT

Seismicity study of the Briançonnais Zone between Pelvoux and Argentera, Western Alps, using a net of portable seismic stations. - Two nets of eleven and sixteen portable seismic stations were operated in September/October 1977 and 1978 in order to investigate the local seismicity of the Briançonnais Zone between the Pelvoux and Argentera Massifs. During the two months the nets were in operation some 1800 local events ranging in magnitude (M_L) from -0.5 to 3.6 were recorded. 250 events could be localized with an accuracy of ± 1 km or better. Seismic activity shows up throughout this segment of the Briançonnais Zone. A remarkable source of seismic activity is located in the Chambeyron region. 20 well-defined fault-plane solutions could be obtained. They indicate a regional N-S compression and E-W extension in the upper crust of the investigated area. Within the Chambeyron source region the fault-plane solutions show normal faulting on N-S trending faults and dextral strike-slip on faults striking N 140° E. Three interpretations may explain the observed focal mechanisms.

Introduction

Les Alpes Françaises sont le siège d'une sismicité notable (magnitude maximale de 6 environ). Des cartes de la sismicité historique ont été établies par ROTHÉ (1941). La sismicité plus récente a été étudiée par le B.C.I.S. (Bureau Central International de Séismologie) ou le C.S.E.M. (Centre Séismologique Euro-Méditerranéen), ainsi

¹⁾ Contribution n° 245 de l'Institut de Géophysique EPFZ.

²⁾ Université de Grenoble, I.R.I.G.M., BP 53X, F-38041 Grenoble Cedex, France.

³⁾ Institut für Geophysik ETHZ, ETH-Hönggerberg, CH-8093 Zurich, Suisse.

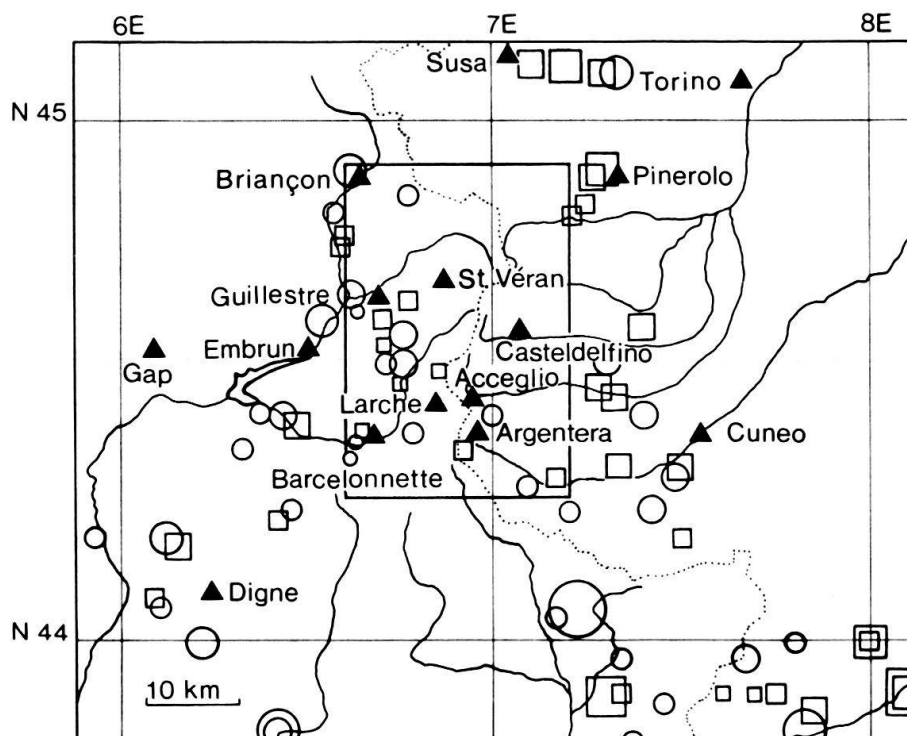


Fig. 1. Sismicité historique des Alpes Méridionales, de 1500 à 1970.

Les symboles sont proportionnels à l'intensité épiscopentrale I_0 ($4 \leq I_0 \leq 10$), les carrés désignant les épiscopentres les moins bien déterminés. Le rectangle indique la zone couverte par cette étude (d'après des documents du Bureau de Recherches Géologiques et Minières).

que le L.D.G. (Laboratoire de Détection et de Géophysique) avec son propre réseau depuis 1963. FRÉCHET (1978) a fait une synthèse et une comparaison de ces données. Il apparaît que la Zone briançonnaise entre les massifs du Pelvoux et de l'Argentera se distingue par une sismicité importante et régulière (fig. 1). En particulier de très nombreux séismes y ont été localisés récemment par le B.C.I.S./C.S.E.M. et le L.D.G. Une analyse cinématique des déformations néogènes des Chaînes Subalpines et du Jura et des calculs de solutions focales ont conduit PAVONI (1961, 1975), puis FRÉCHET (1978) à postuler une rotation de l'axe P de compression maximale qui suivrait plus ou moins la courbure de l'arc des Alpes Occidentales.

La Zone briançonnaise, lieu de sismicité importante, et bien située pour étudier la rotation de l'axe P , a donc fait l'objet de deux campagnes d'enregistrement à l'aide de stations sismologiques portables en 1977 et en 1978, d'un mois chacune. Les résultats de ces deux campagnes font l'objet de cet article.

Déroulement des enregistrements

La première campagne d'enregistrements a eu lieu du 10 septembre au 10 octobre 1977 à l'aide de onze stations portables Sprengnether MEQ 800 du Laboratoire de Géophysique Interne de Grenoble et de l'Institut de Géophysique de Zurich. Le réseau permettait de couvrir essentiellement le Queyras et la région de la Haute

Ubaye. La deuxième campagne, qui s'est déroulée du 20 septembre au 20 octobre 1978, comprenait les onze stations Sprengnether, cinq stations à enregistrement magnétique à trois composantes de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg et deux SER02 de l'Institut de Géophysique de Zurich. Cette deuxième campagne était centrée sur le massif du Chambeyron et sa bordure orientale.

Le premier résultat de ces campagnes a été de mettre en évidence l'importance de la sismicité de la zone du Chambeyron. Plus de 1500 séismes ont été enregistrés en un mois dans cette zone en 1977 (dont 150 ont pu être localisés). La deuxième campagne, destinée à préciser l'étude de cette zone, a permis d'enregistrer plus de 300 séismes en un mois en 1978 (dont 50 environ ont pu être localisés). La magnitude des séismes varie de $-0,5$ environ pour les plus petits (calcul effectué à partir de la durée du signal) à 3,6 pour le plus gros. Plusieurs séismes de magnitude supérieure à 2 ont été enregistrés par le réseau du L.D.G.

Localisation des séismes

Les séismes qui ont été enregistrés dans suffisamment de stations ont été localisés à l'aide du programme HYPO 71 (LEE & LAHR 1972). Le modèle de vitesse a été déterminé à partir des grands profils effectués dans cette zone en 1956 et 1958 (Recherches Séismologiques dans les Alpes Occidentales, 1963), et d'un tir de carrière qui a donné une vitesse de 5,4 km/s dans un domaine de distance de 0 à 25 km. Le modèle choisi comprend une couche de vitesse 5,4 km/s d'épaisseur 3 km, surmontant une couche de vitesse 6,1 km/s. On a choisi de localiser les séismes à l'aide des ondes *P* seulement pour les séismes situés à l'intérieur du réseau, et d'utiliser en outre les ondes *S* pour ceux situés en dehors.

En 1977, les enregistrements sur noir de fumée se faisaient à la vitesse de 2 mm/s, en 1978 à 4 mm/s. Les signaux horaires étaient tracés chaque seconde. Les incertitudes maximales de lecture de l'onde *P* sont donc de l'ordre de 0,05 s en 1977 et 0,02 s en 1978, compte tenu de la dérive de l'horloge. L'incertitude sur la position de l'épicentre peut alors être estimée à 1 km en 1977 et 500 m en 1978, sans doute plus faible encore pour les meilleurs événements. Les résidus moyens quadratiques sont presque tous inférieurs à 0,1 s. L'incertitude sur la profondeur absolue est certainement plus grande, car elle dépend beaucoup du modèle choisi. Cependant l'erreur sur la profondeur relative entre séismes doit être de l'ordre de 500 à 1000 m. La position des séismes et des stations est donnée sur la figure 2; une image stéréoscopique des hypocentres est donnée figure 3 afin d'estimer la répartition en profondeur des séismes.

Les localisations des deux années donnent des résultats assez semblables dans l'ensemble. Les différences seront précisées ci-après. Les profondeurs des séismes sont montrées sur la coupe de la figure 4. On constate qu'elles varient de 0 à 13 km environ; les séismes sont localisés dans la partie supérieure de la croûte, et probablement en partie dans la série sédimentaire du Briançonnais (Permien et Trias essentiellement).

On constate que les séismes ne se produisent pas sur un plan de faille unique, mais dans une zone de quelques kilomètres de large.

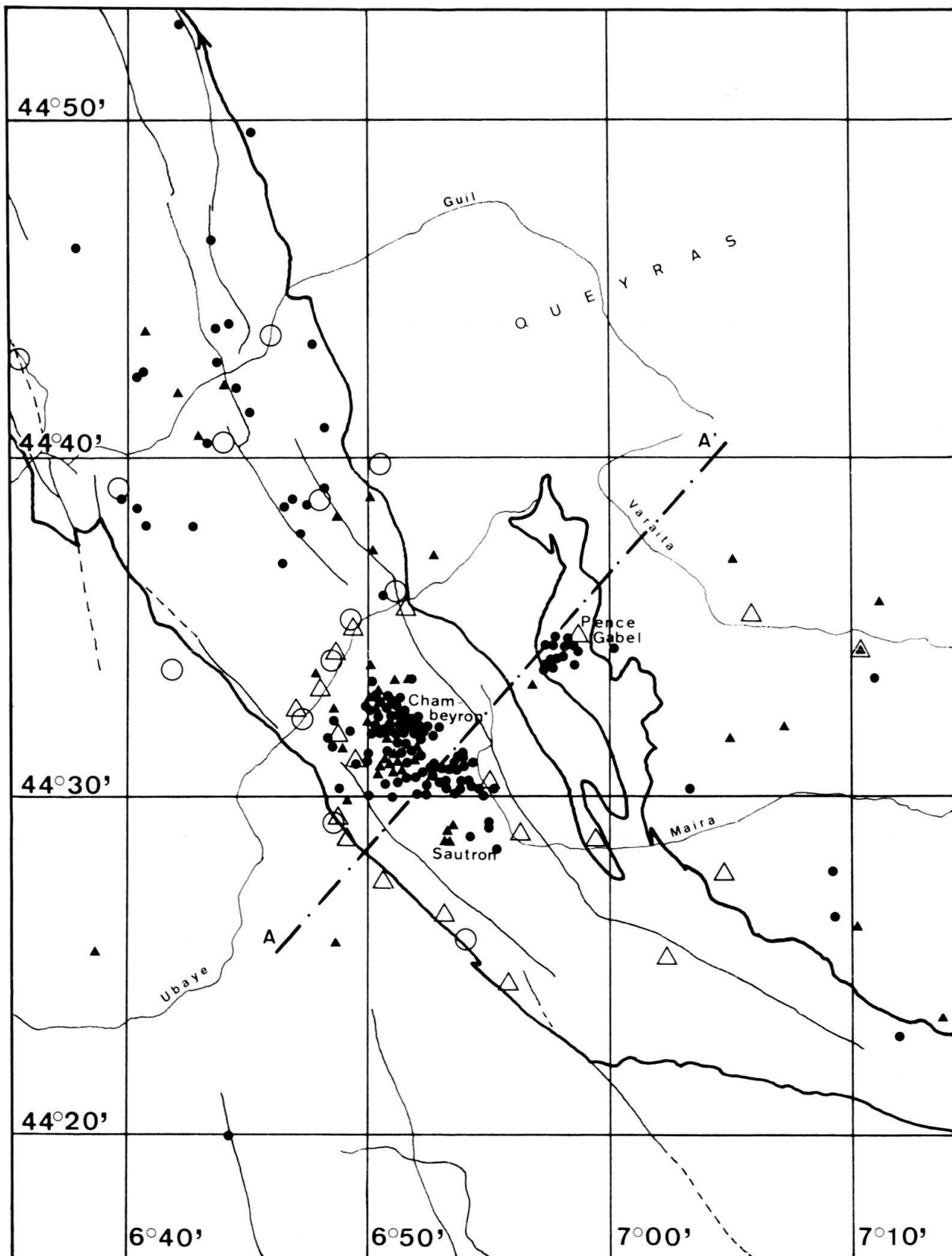


Fig. 2. Séismes localisés au cours des deux campagnes.

Les cercles correspondent à 1977, les triangles à 1978. Les symboles pleins sont les séismes, les symboles creux sont les stations. En traits gras les limites de la Zone Briançonnaise, en traits fins les failles principales. AA' est la trace de la coupe de la figure 4.

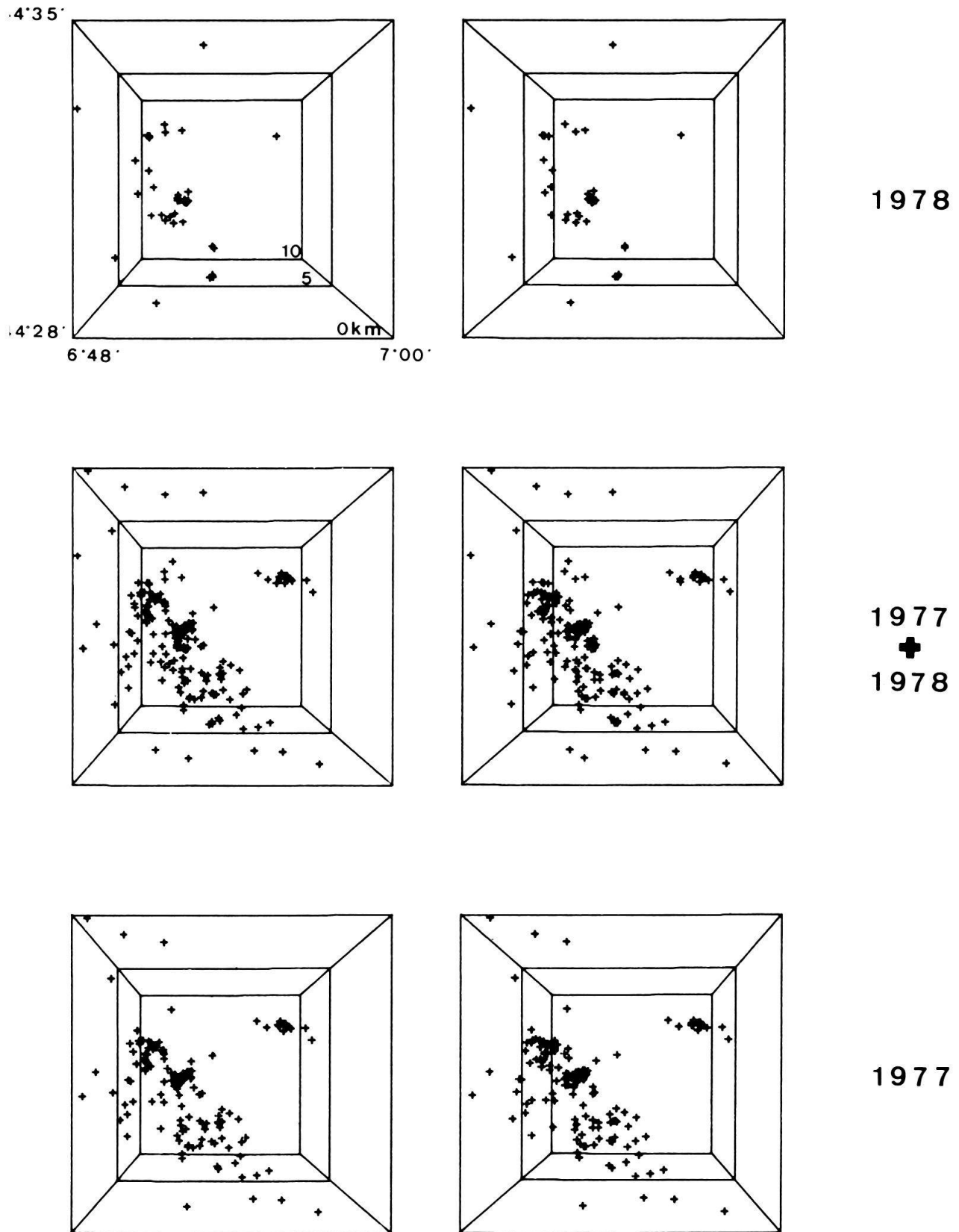


Fig. 3. Couples d'images stéréoscopiques des essais du Chambeyron avec indication des périodes correspondantes. On a représenté les plans horizontaux de profondeurs 0 km, 5 km et 10 km.

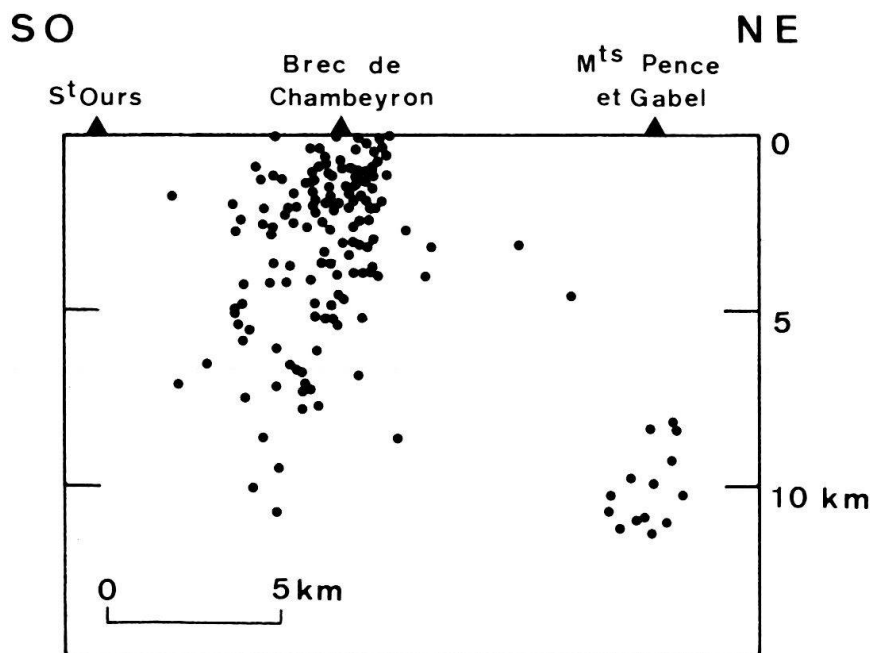


Fig. 4. Coupe NE-SW (AA' sur la fig. 2) de la sismicité 1977/1978 des essais du Chambeyron, du Sautron et de Pence-Gabel (échelle des longueurs et des profondeurs 1 × 1).

Répartition de la sismicité 1977/1978

La sismicité se compose en majorité d'essaims assez serrés (fig. 2). L'activation de ces essaims dans le temps est assez discontinue, chacun étant actif généralement pendant quelques jours seulement. On peut distinguer les zones suivantes:

Séismes du Queyras

Toute la Zone briançonnaise, au nord de l'Ubaye est soumise à une sismicité diffuse, de faible magnitude (< 2) qui s'est manifestée par intermittence les deux années. Cette zone coïncide avec une importante zone de sismicité historique (23 novembre 1844, $I_0 = 7,5$ à Château Queyras; 10 mars 1935, $I_0 = 8$ à Guillestre; 18 octobre 1938, $I_0 = 8$ à la Font-Sancte).

Essaims du Chambeyron

Cette zone est de loin la plus active. Plusieurs essaims s'y sont produits, essentiellement sous le Brec de Chambeyron et le mont Rocca Bianca. La sismicité s'y produit par crises, avec des magnitudes atteignant $M_L = 3$. Les séismes se produisent dans un volume plus ou moins allongé dans la direction NW-SE à des profondeurs de 0 à 9 km. En 1978, les séismes étaient plutôt plus à l'ouest, et à des profondeurs maximales plus grandes qu'en 1977. Cette zone pourrait être celle du fort séisme de Saint-Paul-sur-Ubaye le 5 avril 1959 ($m_b = 5,5$).

Essaim du col du Sautron

Cet essaim comprend quelques séismes intermittents. Ici se sont produits en particulier deux séismes au contenu spectral de basse fréquence qui seront évoqués plus loin.

Essaim des monts Pence et Gabel

Cet essaim a été actif pendant une semaine en 1977. Il se situe à des profondeurs plus importantes que dans les autres zones, de 8 à 13 km. Cependant leur position hors du réseau de 1977 laisse subsister un doute sur ces valeurs. Le choc principal avait une magnitude de 3,1 (L.D.G.).

Séismes de la zone des schistes lustrés entre zone d'Acceglio et massif de Dora Maira

La sismicité de cette zone est diffuse, de faible magnitude et de profondeurs entre 0 et 10 km.

La zone Entracque - Demonte - Dronero

Il s'agit d'une zone très sismique d'orientation NW-SE entre les massifs Dora Maira et Argentera au niveau de Dronero. Cette zone a fait l'objet d'une étude par BOSSOLASCO et al. (1972). Nous avons enregistré plusieurs séismes ($M_L = 4,0$ pour le plus fort) en provenance de cette zone, mais nous n'avons pas pu les localiser avec assez de précision.

Mécanismes au foyer

Le calcul d'une solution focale et ses implications tectoniques sont le résultat le plus attendu d'une telle campagne de micro-sismicité. Cependant, ce calcul se heurte à de multiples difficultés et il convient de faire preuve d'un esprit extrêmement critique avant de présenter un résultat. Nous allons envisager rapidement les problèmes principaux qui se sont posés.

Trajet du rai

Selon que le rai en première arrivée est un rai direct ou un rai réfracté, le point correspondant sur la sphère focale diffère beaucoup. L'incertitude sur le modèle de vitesse et d'éventuelles hétérogénéités latérales ne permettent pas d'être sûr que l'on étudie un rai direct. Cependant, le caractère impetueux des signaux, joint à la faible distance séisme-station nous a fait choisir systématiquement le trajet direct. Ceci peut être justifié par l'obtention de solutions cohérentes.

Influence de la profondeur

Une erreur sur la profondeur peut changer sensiblement la solution focale. Une étude très précise du rapport V_p/V_s , effectuée par Merzouk Ouyed de l'Université de

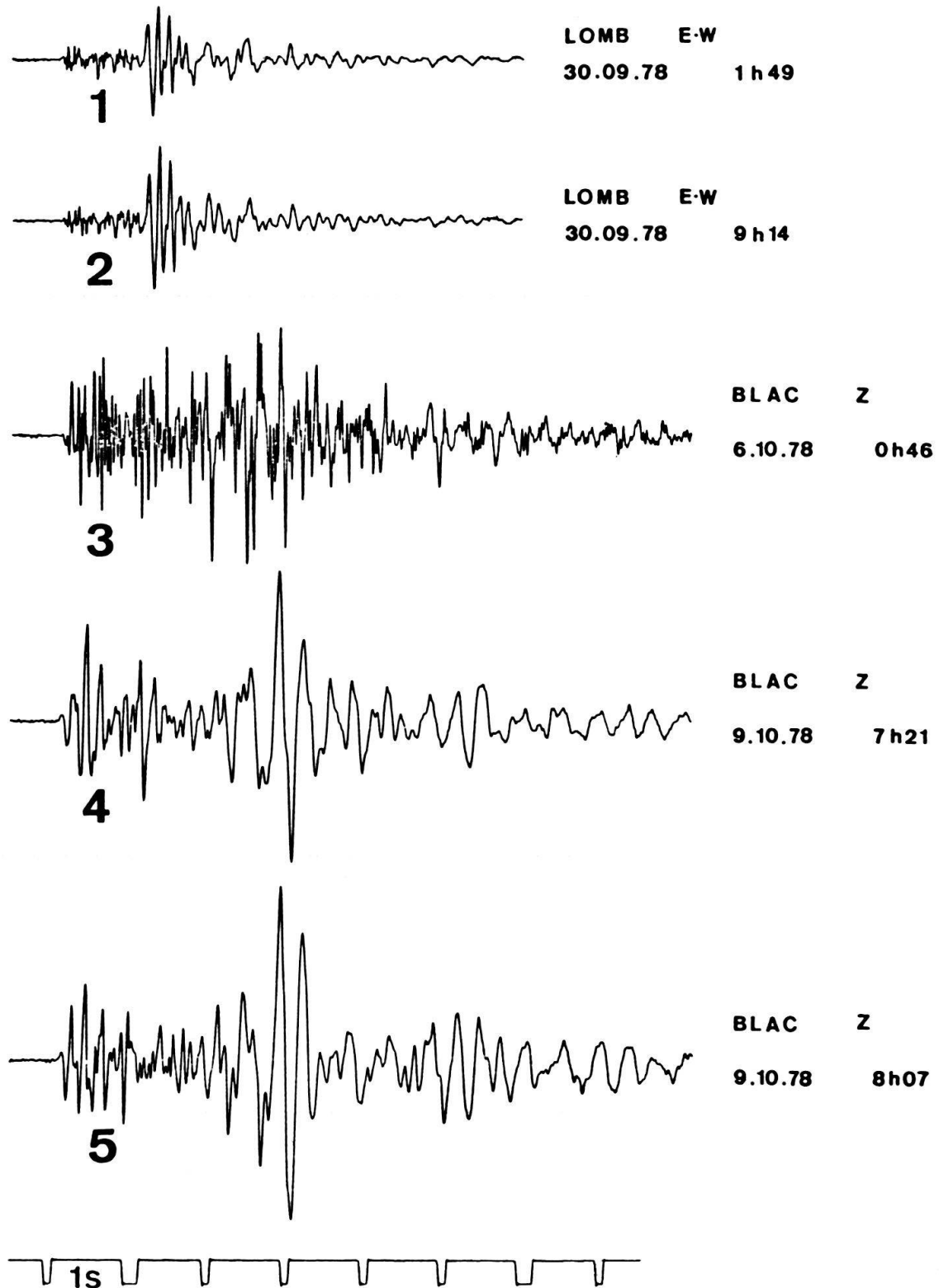


Fig. 5. Exemple de signaux sur les stations magnétiques, avec indication de la station, de la composante et des paramètres des séismes.

N^{os} 1 et 2: noter la similitude des signaux.

N^{os} 4 et 5: même remarque. Ces deux séismes ont un contenu spectral de basse fréquence par rapport à un séisme normal à la même distance (n^o 3).

Compression vers le bas.

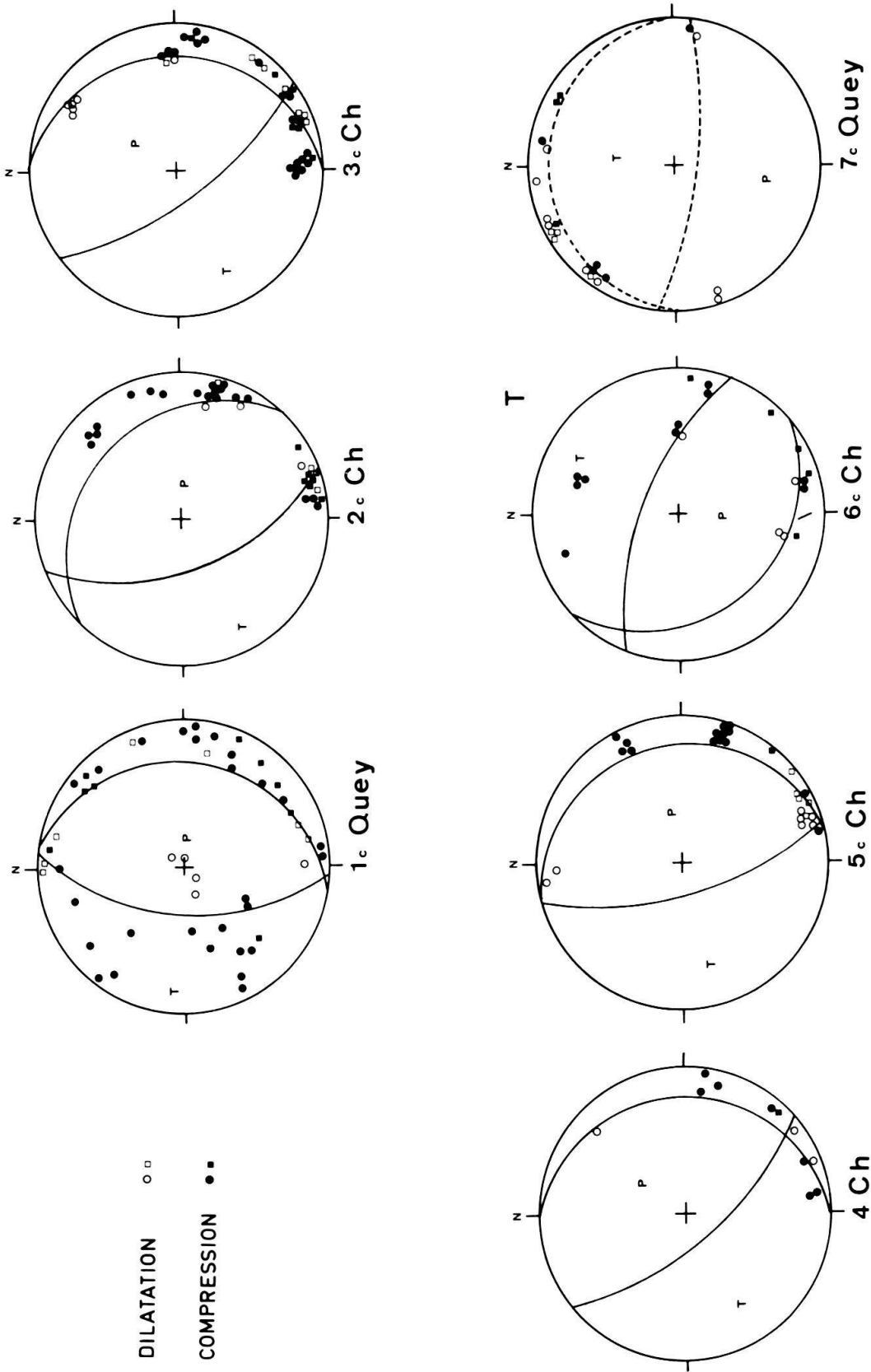


Fig. 6. Sphères focales obtenues, projection de Schmidt, hémisphère inférieur.

En plein les compressions; en creux les dilatations. Les lectures moins sûres sont indiquées par des carrés. Le C indique une solution composite. On a indiqué la région d'origine: *Queyras* = Queyras, *Ch* = Chambeyron, *Saut* = Sautron, *Pega* = Pence-Gabel.

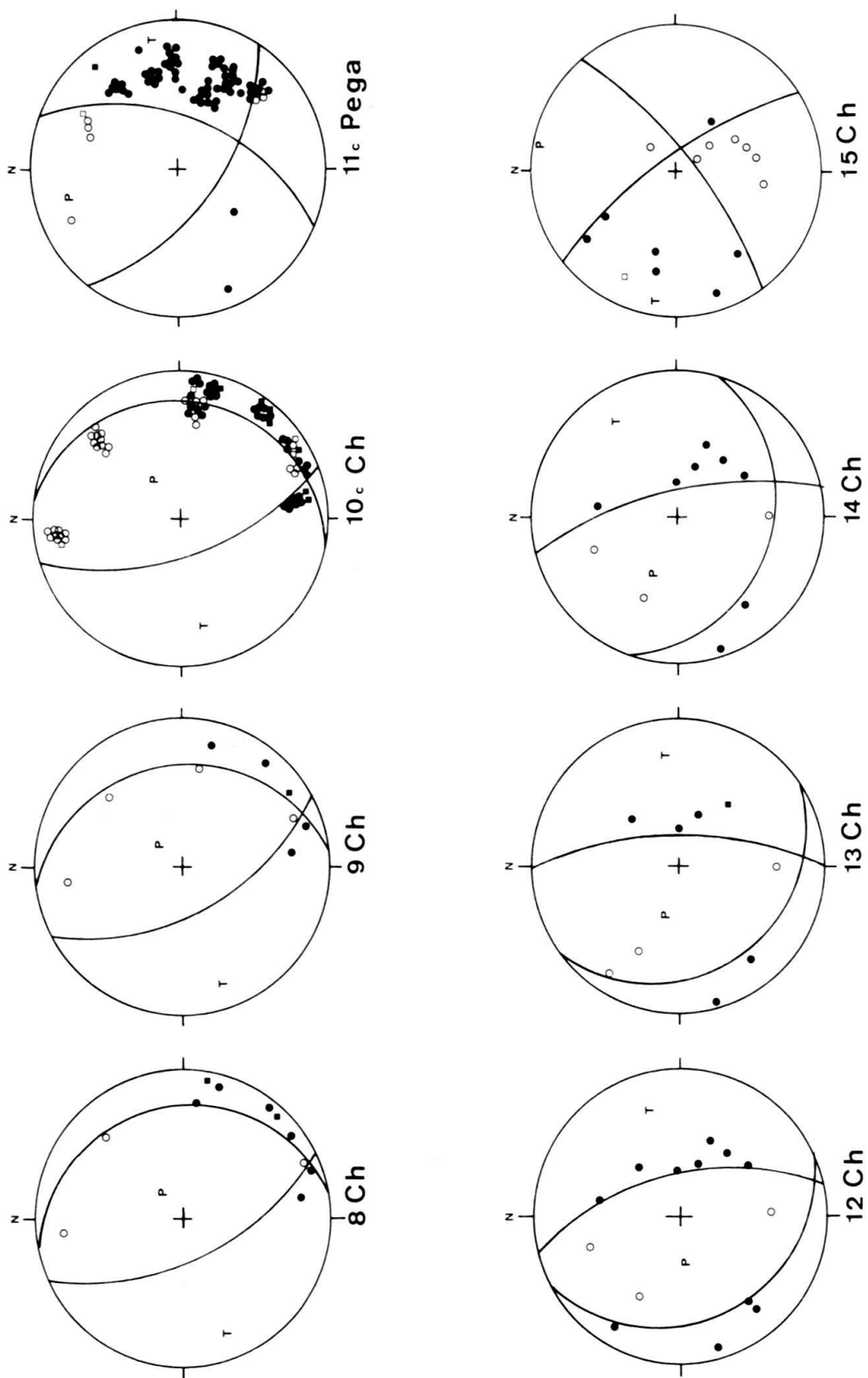


Fig. 6 (suite).

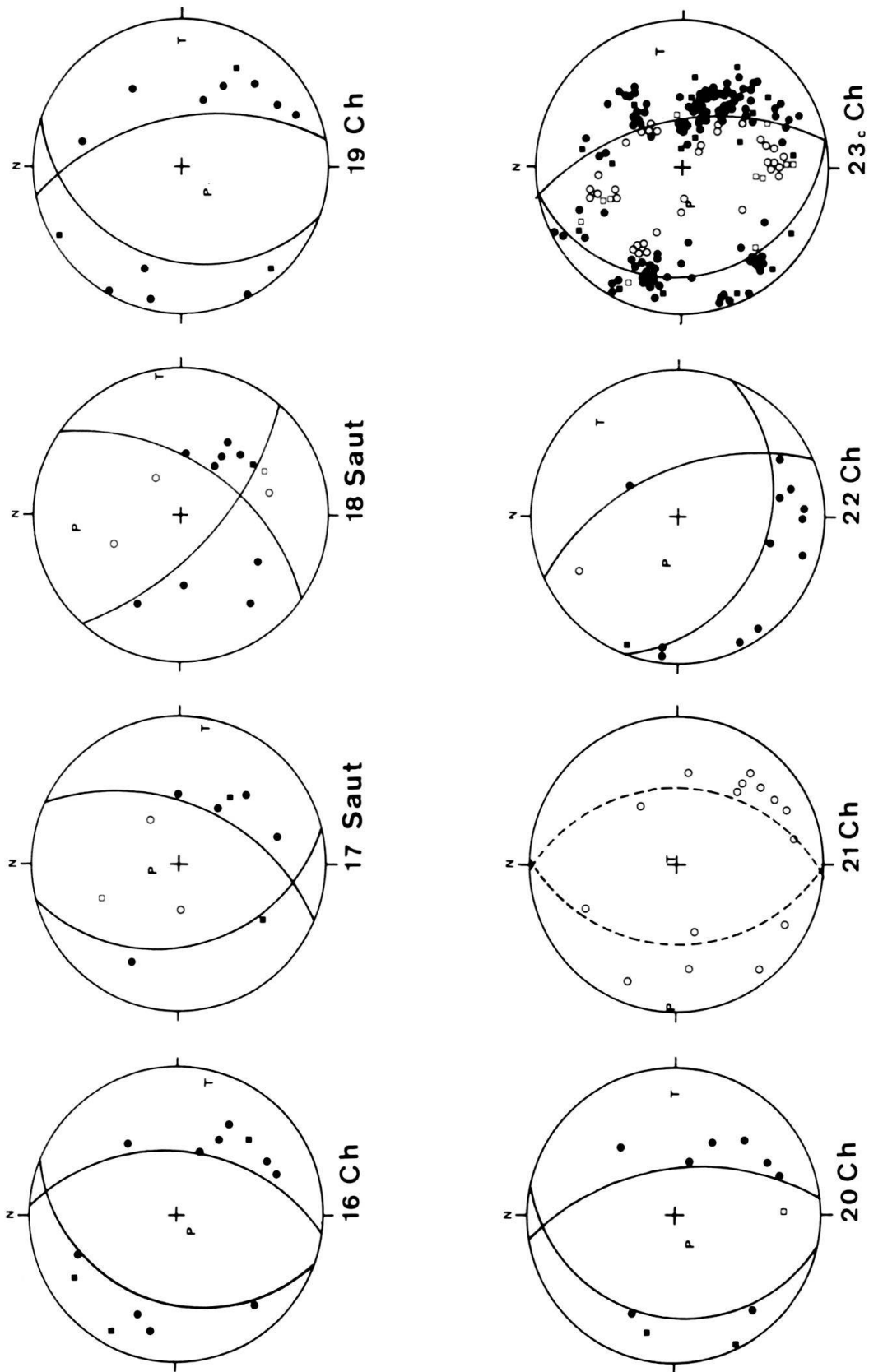


Fig. 6 (suite).

Grenoble sur nos données, a montré que celui-ci variait de 1,6 à 1,9 selon le lieu du séisme. Il est donc difficile d'utiliser les ondes *S* pour mieux préciser la profondeur.

Qualité de la lecture

Les stations proches permettent pour les séismes assez forts des lectures très sûres (fig. 5). Les lectures moins claires sont signalées sur les sphères focales par un symbole particulier (petit carré).

Forme du signal

On a pu s'aider de la forme du signal pour regrouper certains séismes dans des solutions focales composites. En effet, les signaux sont très semblables pour des séismes qui se situent dans la même zone (fig. 5).

Signalons le cas particulier de deux séismes situés sous le col du Sautron à 5,0 km de profondeur le 9 octobre 1978 qui ont un signal très basse fréquence (fig. 5). Leur mécanisme au foyer (fig. 6, n° 21) avec des dilatations dans tous les azimuts peut suggérer qu'il s'agirait d'un affaissement.

Solution composite

A la suite de nombreux essais, il est apparu qu'il était illicite de vouloir regrouper des séismes qui ne sont pas extrêmement proches à la fois dans l'espace et dans le temps. Nos critères pour grouper les séismes sont donc la proximité spatio-temporelle et, quand cela est possible, la similitude des signaux (fig. 5).

Résultats des mécanismes au foyer

L'ensemble des solutions focales calculées est présenté sur la figure 6, les paramètres des séismes concernés étant donnés dans les tableaux 1 et 2. Les solutions signalées par la lettre *c* correspondent à des solutions composites.

Le résultat principal est l'existence de failles normales de direction N-S à N150°E, essentiellement sous le massif du Chambeyron. Plusieurs solutions focales correspondent à des failles dextres d'orientation N140°E environ. Les solutions composites 1, 7 et 11 sont moins fiables que les autres (séismes trop éloignés les uns des autres, ou mauvaise répartition des points sur la sphère).

Comme la plupart des solutions focales sont obtenues dans le Chambeyron, il se peut que le failage normal soit un phénomène très local. Sur la figure 7 nous avons reporté tous axes *P* et *T* obtenus. On obtient un résultat très cohérent, indiquant une extension E-W et une compression N-S ou verticale. On notera le trop grand poids accordé au failage normal du Chambeyron dans cette figure.

Discussion: Relations avec la tectonique

La zone étudiée, située au cœur de l'Arc Alpin est le résultat de la compression alpine qui a commencé au Crétacé supérieur (95 Ma environ). La phase compressive

majeure s'est produite à l'Oligocène; la Zone Briançonnaise a été plissée, charriée et écaillée principalement à cette époque. La compression a repris à la fin du Miocène. Dans l'ensemble, le raccourcissement dans la zone que nous étudions ici s'est fait dans une direction ENE-WSW. Depuis le Miocène, des mouvements verticaux se sont produits: surrection des massifs cristallins externes à l'ouest de la Zone Briançonnaise, subsidence de la plaine du Pô à l'est.

La tectonique la plus récente observée correspond à de grands accidents longitudinaux qui suivent la Zone Briançonnaise sur des longueurs importantes (plus de 100 km) et qui pourraient être des décrochements (BARFÉTY et al. 1968). En particulier la faille de Bersezio, au sud-est du Chambeyron, correspond à un mouvement

Tableau 1: Azimuths et pendages (Az/Pdge) des axes *P* et *T*, et pour les plans nodaux *F1* et *F2*, azimuths de la trace horizontale et pendages. Le *c* indique une solution composite.

N°	P	T	F1	F2
1 c	93/76	276/15	6/29E	6/61W
2 c	93/70	242/17	137/30E	160/62W
3 c	34/62	245/24	0/22E	145/72SW
4	34/59	240/28	0/20E	140/74SW
5 c	76/61	256/29	167/16E	166/74W
6 c	183/65	30/22	112/68NE	142/25SW
7 c	187/36	8/55	89/10N	98/80S
8	52/70	251/19	170/26E	155/64W
9	43/72	251/16	174/30E	153/62W
10c	59/62	259/26	7/19E	161/71W
11c	348/40	253/ 4	24/60E	125/68SW
12	265/65	73/25	166/70E	153/20W
13	284/60	82/25	0/74E	144/20W
14	293/56	58/21	167/70E	111/34SW
15	12/ 0	280/12	144/82NE	55/80SE
16	235/78	102/ 8	5/54E	21/37W
17	345/70	98/ 8	24/56E	166/40W
18	351/29	81/ 0	32/60E	131/69W
19	223/69	90/14	168/60E	19/34W
20	242/71	90/18	173/62E	11/30W
21	272/ 2	-/90	1/44E	3/46W
22	284/63	49/16	157/64E	110/36S
23 c	258/68	79/22	169/66E	169/24W

Tableau 2: Dates et coordonnées des séismes dont on a calculé les solutions focales.

La latitude et la longitude sont en degrés, minutes sexagésimales et les profondeurs en km. Pour les solutions composites (indiquées par un c), on a donné les paramètres du premier séisme et le nombre de séismes utilisés.

N°	DATE	HEURE	LATITUDE	LONGITUDE	PROFONDEUR
<u>1c</u>	16/09/77	18H27	44°37.45	6°47.09	3.10
	+ 7 Séismes jusqu'au 28/09/77 à 19H17.				
<u>2c</u>	20/09/77	7H05	44°31.86	6°51.60	0.25
	+ 5 Séismes jusqu'au 21/09/77 à 09H30.				
<u>3c</u>	23/09/77	02H41	44°31.96	6°51.96	2.00
	+ 4 Séismes jusqu'au 23/09/77 à 06H07.				
<u>4</u>	24/09/77	04H08	44°31.61	6°52.17	2.22
<u>5c</u>	26/09/77	18H40	44°30.53	6°53.55	1.24
	+ 4 Séismes jusqu'au 28/09/77 à 14H04.				
<u>6c</u>	30/09/77	19H50	44°32.07	6°50.20	4.02
	+ 2 Séismes jusqu'au 30/09/77 à 20H16.				
<u>7c</u>	01/10/77	01H08	44°42.20	6°40.61	0.50
	+01/10/77	07H14	44°42.08	6°40.38	1.16
<u>8</u>	03/10/77	01H32	44°31.46	6°52.10	3.96
<u>9</u>	03/10/77	01H49	44°31.49	6°51.73	3.06
<u>10c</u>	01/10/77	23H18	44°31.33	6°51.63	4.68
	+ 11 Séismes jusqu'au 03/10/77 à 15H05 (dont les N° 8 et 9).				
<u>11c</u>	30/09/77	14H16	44°34.06	6°57.34	10.97
	+ 15 Séismes jusqu'au 04/10/77 à 11H20,				
	+14/10/78	05H36	44°32.90	6°56.78	4.89
<u>12</u>	30/09/78	01H30	44°30.90	6°50.98	7.66
<u>13</u>	30/09/78	09H13	44°30.75	6°51.24	5.90
<u>14</u>	30/09/78	09H41	44°30.65	6°51.46	7.69
<u>15</u>	01/10/78	20H11	44°30.05	6°50.49	7.66
<u>16</u>	02/10/78	14H23	44°30.18	6°51.28	3.63
<u>17</u>	03/10/78	12H38	44°28.67	6°53.40	8.65
<u>18</u>	06/10/78	00H45	44°28.55	6°53.29	10.47
<u>19</u>	06/10/78	18H11	44°30.18	6°51.71	4.46
<u>20</u>	07/10/78	12H53	44°30.46	6°51.32	3.87
<u>21</u>	09/10/78	08H07	44°28.25	6°53.28	5.82
<u>22</u>	10/10/78	06H41	44°29.47	6°48.98	1.75
<u>23c</u>	18 Séismes, dont les N° 12, 13, 14, 15, 16, 19 et 20.				

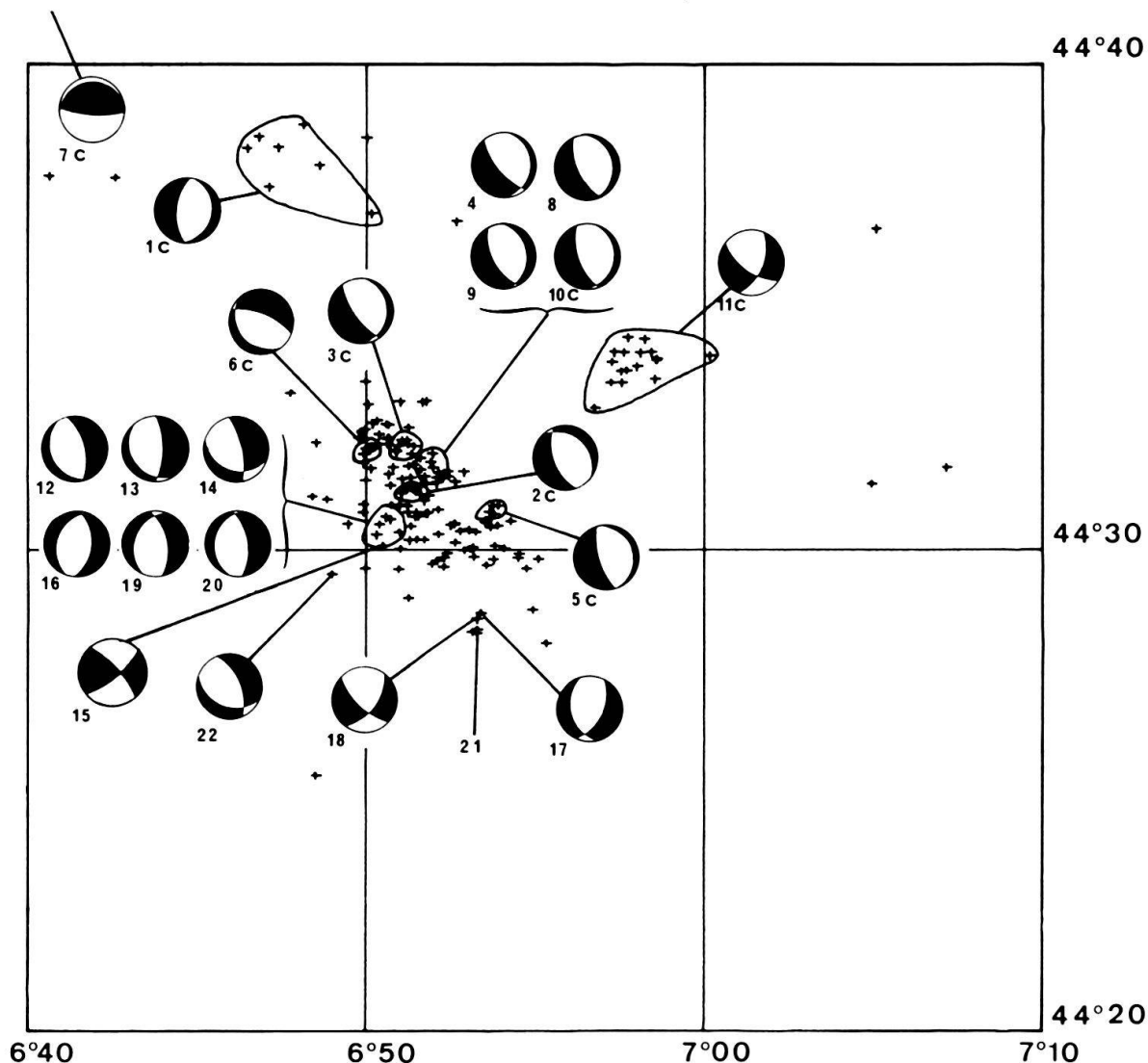


Fig. 7. Position des épencentres des séismes dont on a calculé les solutions focales.

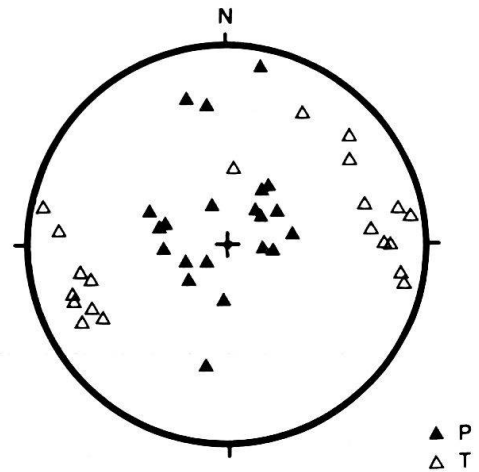
dextre démontré (HORRENBERGER et al. 1978). D'autres failles dans la région Ubaye-Argentera attestent aussi ce mouvement de compression N-S essentiellement le long d'accidents décrochants N 140° à N 150°.

Le résultat de notre étude de mécanismes au foyer est en accord avec la géologie en ce qui concerne cette compression N-S. Par contre, l'existence de failles normales de direction méridienne n'est pas connue sur le terrain. C'est un fait nouveau qui pourrait correspondre à un mouvement très récent. Cependant l'extension E-W n'est pas en contradiction avec la compression N-S. La figure 9 est une esquisse sismotectonique fondée sur les observations qui précèdent.

La présence de faillage normal peut donner lieu à plusieurs hypothèses selon que cette extension est considérée comme un phénomène secondaire lié à une compression dans la direction perpendiculaire ou selon qu'elle reflète des mouvements verticaux profonds.

Nous envisageons trois hypothèses, sans que la sismicité puisse permettre de trancher.

Fig. 8. Position sur une sphère de tous les axes P et T obtenus.



1. Les failles normales se développent dans les zones de jonction entre failles dextres décalées. Elles seraient alors une expression plutôt locale dans un régime de décrochement sous compression N-S et extension E-W.
2. Les failles normales traduisent des mouvements verticaux dus à des causes profondes ou à l'isostasie. Il pourrait s'y exprimer une montée actuelle de la zone correspondant aux massifs cristallins externes par rapport aux zones internes.

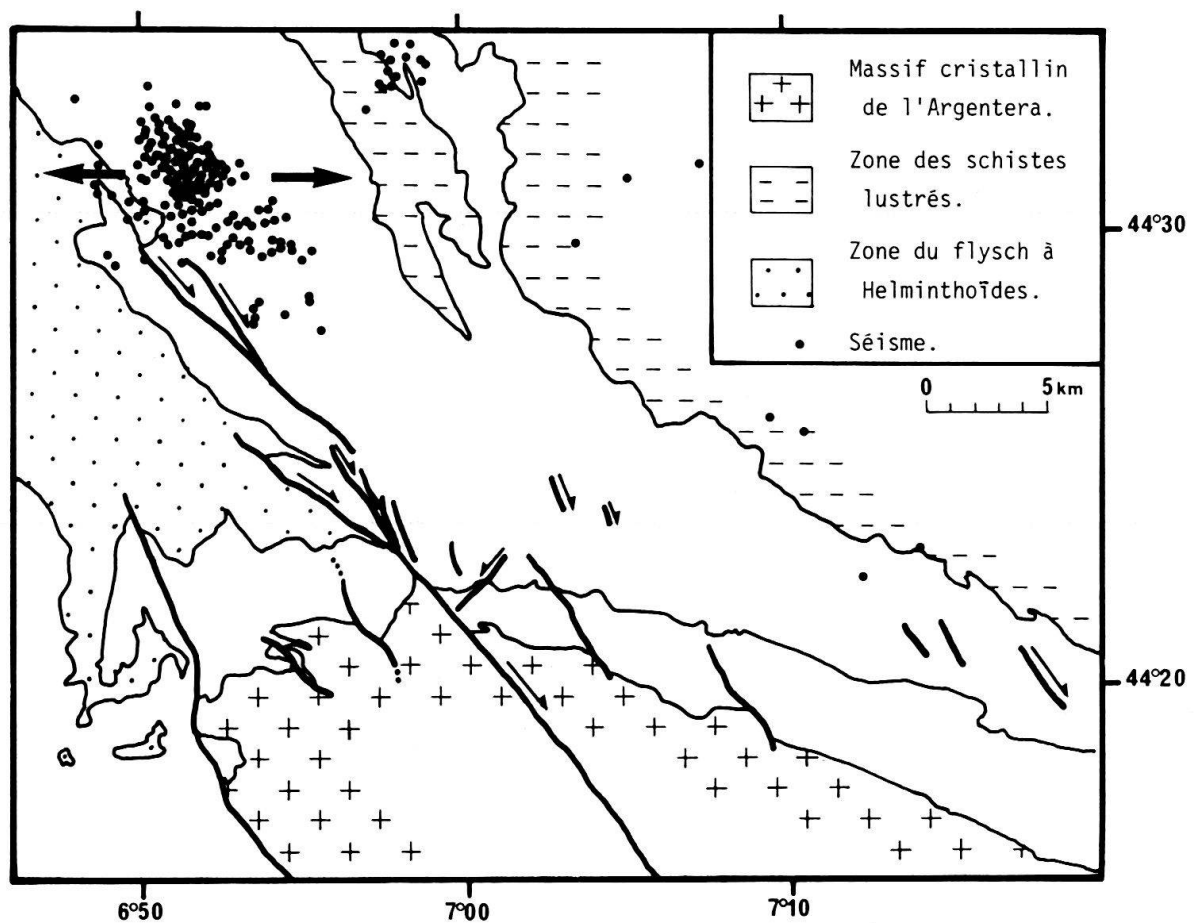


Fig. 9. Esquisse sismo-tectonique de la zone Ubaye-Argentera.

3. La Zone Briançonnaise serait en affaissement par rapport aux zones voisines. Si l'on suppose que la faille qui joue lors d'un séisme est celui des plans nodaux qui a le plus fort pendage, on constate sur les mécanismes au foyer que le pendage est vers l'est pour les séismes situés à l'ouest et vers l'ouest pour les séismes situés à l'est, ce qui peut étayer cette troisième hypothèse. Il resterait alors à trouver une explication à cet affaissement, soit phénomène local, soit phase d'extension généralisée dans l'Arc Alpin.

Il n'existe pas de comparaison de nivellement dans cette région pour favoriser une de ces hypothèses. Cependant, LEVALLOIS (1973) et FOURNIGUET (1977) ont montré sur le profil de la vallée de la Maurienne un soulèvement relatif du massif cristallin de Belldonne et un affaissement relatif de la Zone Briançonnaise, ce qui serait plutôt en faveur de l'hypothèse 2.

Remerciements

Nous tenons à remercier M. Choudhury qui nous a permis d'utiliser les stations à enregistrement magnétique de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg et les a installées sur le terrain.

Nous remercions aussi nos collègues Hanspeter Boller, Alfred Hardmeier, Georges Pascal, Robert Pillet et Georges Poupinet, ainsi que Leonhard Pavoni, qui ont participé au travail de terrain.

Ces expériences ont été réalisées, côté français, dans le cadre des contrats n^{os} 3525 et 3558 de l'Action Thématique Programmée «Géodynamique» de l'Institut National d'Astronomie et de Géophysique, C.N.R.S., Paris, France, et, côté suisse, partiellement en continuation des projets n^{os} 2.658.72 et 2.202-0.74 du Fonds national suisse de la recherche scientifique.

BIBLIOGRAPHIE

- BARFÉTY, J.C., GIDON, M., & KERCKHOVE, C. (1968): *Sur l'importance des failles longitudinales dans le secteur durancien des Alpes internes françaises*. – C.R. Acad. Sci. (Paris) (D), 267, 394–397.
- BOSSOLASCO, M., CICCIONI, G., EVA, C., & PASQUALE, V. (1972): *La rete sismica dell'Istituto Geofisico di Genova e primi risultati sulla sismotettonica delle Alpi Marittime ed Occidentali, e del Mar Ligure*. – Riv. ital. Geofis. 21, 229–247.
- FOURNIGUET, J. (1977): *Mise en évidence des mouvements néotectoniques actuels verticaux dans le Sud-Est de la France par comparaison de nivellements successifs*. – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Orléans.
- FRÉCHET, J. (1978): *La sismicité du Sud-Est de la France, et une nouvelle méthode de zonage sismique*. – Thèse 3^e cycle Univ. Grenoble.
- HORRENBERGER, J.C., MICHARD, A., & WERNER, P. (1978): *Le couloir de décrochement de Bersezio en Haute Stura, Alpes externes, Italie. Structure de compression méridienne*. – Bull. Sci. géol. 31/1, 15–20.
- LEE, W.H.K., & LAHR, J.C. (1972): *HYPO 71*. – U.S. geol. Surv., Open File Report.
- LEVALLOIS, J.J. (1973): *Sur la mise en évidence d'un mouvement de surrection des massifs cristallins alpins*. – Bull. inform. Inst. Géogr. nat. 21, Paris.
- PAVONI, N. (1961): *Faltung durch Horizontalverschiebung*. – Eclogae geol. Helv. 54/2, 515–534.
- (1975): *Zur Seismotektonik des Westalpenbogens*. – Fachbl. Vermess. Photogramm. Kulturtech. III/IV-75, 185–187.
- Recherches Séismologiques dans les Alpes Occidentales au moyen de grandes explosions en 1956, 1958 et 1960 (1963)*. – Mém. collect. Cent. natl. Rech. sci. 12/2, Paris.
- ROTHÉ, J.P. (1941): *Les séismes des Alpes françaises en 1938 et la sismicité des Alpes occidentales*. – Ann. Inst. Phys. Globe (Strasbourg) 3/3, 1–105.

