Encore le Risoux

Autor(en): **Rigassi, Danilo**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles**

Band (Jahr): **73 (1976-1977)**

Heft 352

PDF erstellt am: **25.05.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-277065

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.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

BULLETIN N° 225 des Laboratoires de Géologie, Minéralogie, Géophysique
et du Musée géologique de l'Université de Lausanne

Encore le Risoux

PAR

DANILO RIGASSI*

Abstract – In 1971, AUBERT proposed a new interpretation of the tectonical setting of the Risoux range, Jura Mountains. He postulated the occurrence of a large overthrust towards the NW, limited both to the West and the East by large wrench faults, and suggested that the horizontal displacement may be as large as 25 km. Paleographic maps of various formations from Cretaceous to Miocene, do not support AUBERT's views. A study of the density and azimuthal behaviour of fractures also conflicts with the proposed scheme, inasmuch as the area of the supposed «nappe» shows heterogenous fracture zones which extend into the surrounding «autochtonous». Various more detailed considerations are again in disagreement with the hypothesis of a large northwesterly overthrust. It is thus believed that, as had been postulated by the author fifteen years ago, the Risoux range is in fact overthrusted towards the SE. The Risoux structure is believed to belong to an older structural phase – possibly as old as Lower-Middle Eocene – of the Jura orogenesis.

I. INTRODUCTION

L'historique des connaissances sur la structure du Risoux jusqu'en 1962 a déjà été fait (RIGASSI, 1962). Nous avions alors interprété le chevauchement important traversé par le forage Risoux n° 1 à une cote de +126 m comme représentant la continuation en profondeur de la grande faille inverse à regard SE limitant le Risoux au SE. Par la suite, différents auteurs (BERGOUGNAN, 1969a et b, ZUFFEREY, 1973) adhéraient à cette interprétation, d'autres (A. et S. GUILLAUME, 1965, 1969, CHAUVE, 1975) ne l'acceptant qu'en partie, pour la région de Sous-les-Barres entre Morez et les Rousses.

* 4, Terreaux-du-Temple, 1201 Genève

En 1965, LAUBSCHER propose un «modèle» cinématique très élaboré du Jura, reprenant, complétant et modifiant sur certains points sa «Fernschubhypothese» de 1961; le long d'une coupe WNW-ESE passant par le Risoux, cet auteur admet un «raccourcissement» de la couverture totalisant quelque 30 km (env. 5 km pour le chevauchement sur le Tertiaire bressan, 3–4 km pour la Chaîne de l'Heute et le faisceau de Syam, 1–2 km pour le chevauchement de la Haute Joux, une dizaine de kilomètres pour un grand chevauchement Risoux-bord SE du synclinal de Mouthe, près de 10 km pour les chaînes d'entre Vallée de Joux et Plaine molassique); LAUBSCHER note d'ailleurs que son «modèle» reste valide si, à des chevauchements vers le NW, on préfère, au Risoux, des accidents inverses vers le SE. Dans une autre publication (RIGASSI, 1977*b*), nous verrons tout ce qui s'oppose au «modèle» de LAUBSCHER; dès 1960, WEGMANN avait d'ailleurs montré que la notion de «raccourcissement» ne peut être appliquée telle quelle au Jura.

En 1971, AUBERT émet l'hypothèse que tout un panneau jurassien entre un décrochement Vuache–Molinges et l'accident Montricher–Pontarlier chevaucherait vers le NW, et constituerait une véritable «nappe»; au droit du forage Risoux n° 1, le charriage serait de 12 km au moins; mais AUBERT va plus loin, et suggère que la «nappe» s'enracinerait en fait sous la Molasse, le déplacement tangentiel atteignant donc 30 km.

BITTERLI (1972) reprend le profil de LAUBSCHER (1965) en le modifiant quelque peu, dans le sens d'un compromis avec l'interprétation d'AUBERT (1971).

Les profils de LAUBSCHER et BITTERLI ne sont pas compatibles avec les faits; le premier fait émerger le plan de charriage du Risoux au bord SE du synclinal de Mouthe: il n'y a pas d'accident en cet endroit; le second raccorde l'accident profond de Risoux n° 1 à la faille inverse marquant le cœur du synclinal de Foncine: mais c'est là une cassure limitée au secteur d'entre décrochements de Morez et de Mouthe, et ce dernier se perd, vers le Sud, avant d'avoir entièrement traversé la chaîne du Risoux; tous deux dessinent, sous la chaîne Noirmont–Mont Sallaz–Mont Tendre, un chevauchement de près de 10 km, qui intersecterait la topographie dans la Vallée de Joux: mais l'anticlinal du Sallaz se poursuit dans celui de La Frasse, et le pli du Mont Tendre dans l'axe Dôle–Petroulaz, après de petits décalages provoqués par les accidents de Morez et St-Cergue; or, il n'y a aucun chevauchement dans la région Dôle–La Frasse; au NE des décrochements, il n'y a aucun indice de chevauchement entre le périclinal SE du Noirmont et le Risoux, dans le synclinorium Crétacé de La Cure–Les Rousses.

Au stade actuel des recherches, la question qui se pose donc est de savoir si le Risoux est affecté par un chevauchement de quelques km vers le SE, ou s'il fait partie d'une vaste nappe, déplacée de 30 km vers le NW, et couvrant une superficie de plus de 2000 km^2.

II. Paléographie, Facies, Isopaques

Molasse marine supérieure (Figures 2 et 3)

Selon certains auteurs, les petits lambeaux de Molasse marine miocène épars dans certains synclinaux jurassiens montreraient que la transgression ne s'est manifestée que dans ces synclinaux, qui auraient donc existé à l'état embryonnaire au Burdigalien-Helvétien déjà. Lors d'une récente critique de thèse, A. Caire faisait remarquer que cette conception équivaudrait à faire,

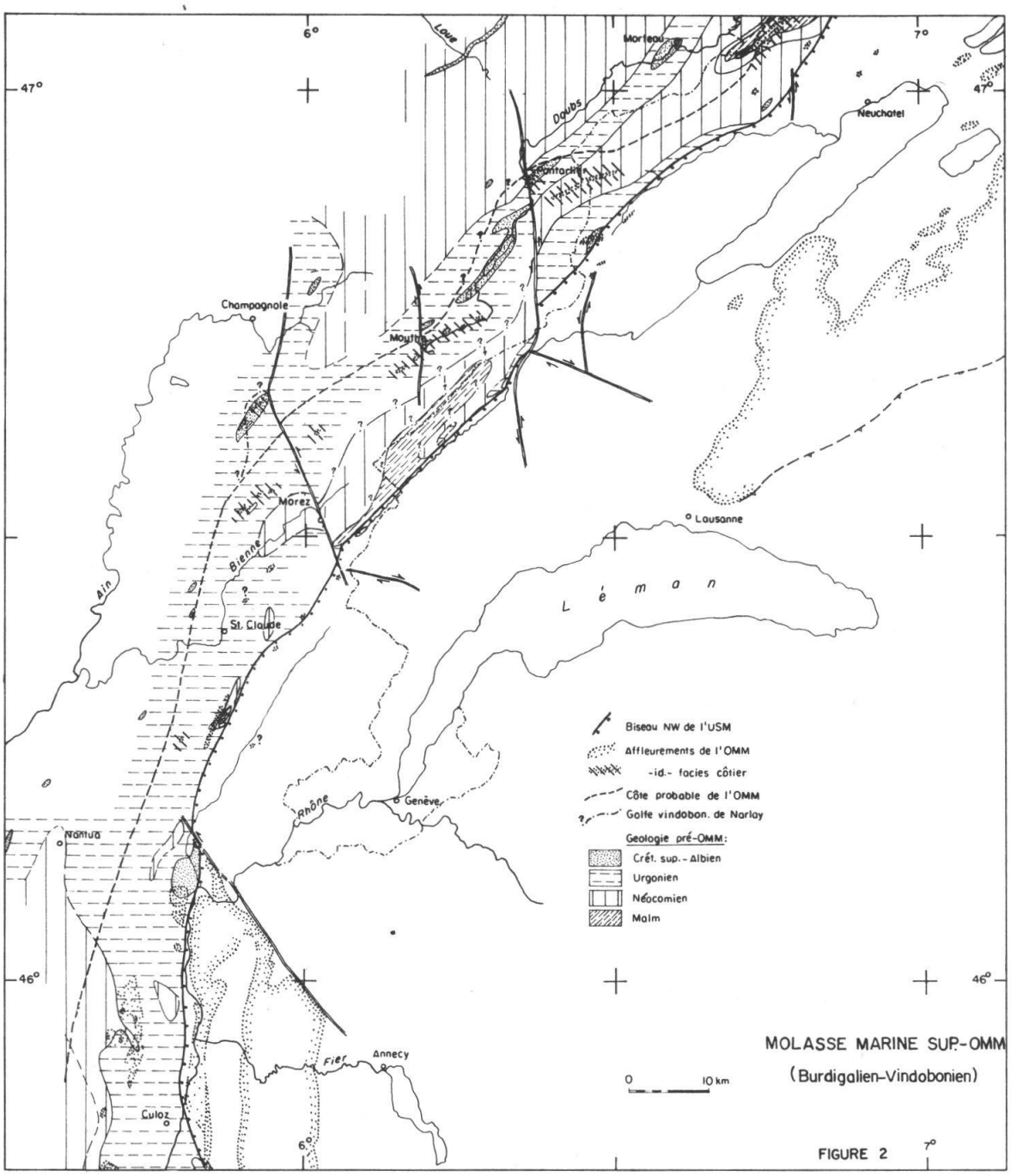


FIGURE 2

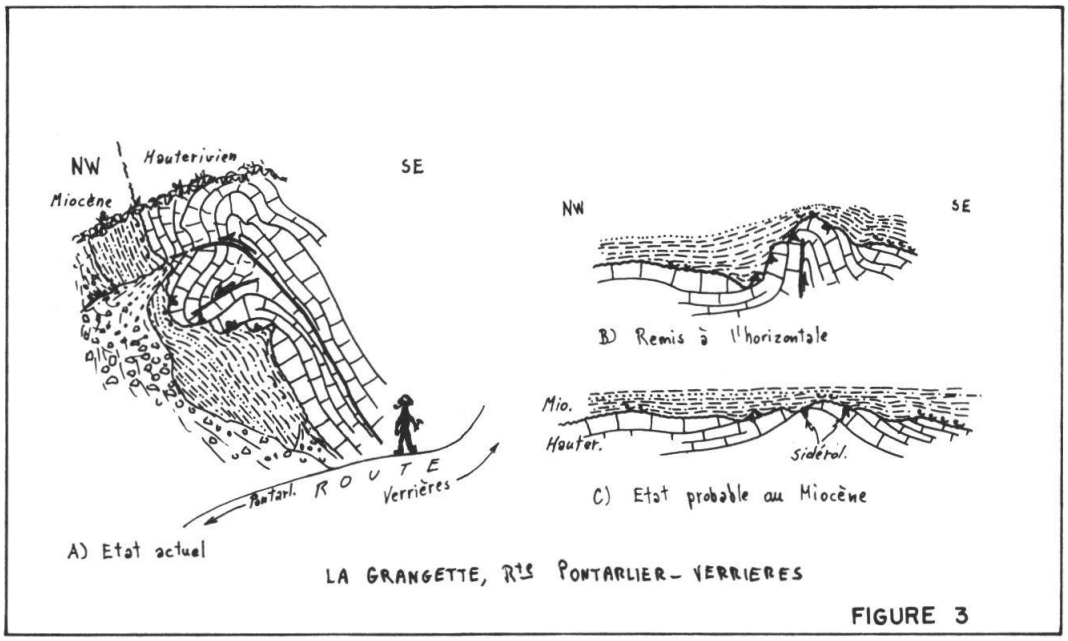


FIGURE 3

du Jura miocène, une sorte de «côte dalmate». Ce géologue avait d'ailleurs déjà noté (1960) que l'absence de Miocène dans la dépression de St-Point, donnée pour certaine par AUBERT (1959), n'est en fait que possible. Dans le bassin de Pontarlier, les résistivités suggèrent la présence de séries marneuses, probablement molassiques, même si telle n'est pas l'interprétation proposée par AYNARD (1977). Directement à l'W du décrochement de Pontarlier, la Molasse marine n'est effectivement connue que dans le synclinal de Rochejean; par contre, entre décrochements de Morez et du Vuache, des témoins de Molasse marine affleurent dans toutes les grandes bandes synclinales du Faisceau helvétique, c'est-à-dire, du SE au NW: les synclinaux de la Valserine, d'Evuaz–La Pesse–Septmoncel, de Beylledoux–Cinquétral–Longchaumois, et de St-Laurent, ce dernier étant la continuation de la dépression de Rochejean–Mouthe; on trouve même des conglomérats marins en dehors du Faisceau helvétique, à Narlay. Si chacune de ces dépressions représente un étroit golfe, si donc on avait, au Miocène marin, une morphologie de côte dalmate, comment expliquer la brutale et massive invasion par des clastiques alpins, comment expliquer le non-endémisme des faunes, semblables d'un golfe à l'autre, et semblables aussi du Jura à la Plaine molassique? On observe bien, surtout dans des régions relativement externes, un facies basal plus côtier du Miocène marin, avec des conglomérats à ciment calcaire très tenace où prédominent les éléments locaux (Désertin, La Pesse, Mouthe, Les Verrières); mais ce facies n'excède pas quelques mètres, et très vite lui succèdent les grès glauconieux, plus haut entremêlés de marnes silteuses grises, ne différant en rien de leurs homologues du bassin rhodanien et du Plateau suisse. En certains endroits, la Molasse marine transgresse sur le Malm; ainsi au Berbouiller près de La Pesse, la Molasse marine verticale repose sur

le Portlandien légèrement renversé; les galets locaux (Crétacé inférieur) et régionaux (Crétacé supérieur) prédominent, mais on trouve des galets de quartzite atteignant 3 cm de diamètre. On doit attribuer la lacune considérable qui permet parfois au Miocène de transgresser sur le Malm à des érosions beaucoup plus anciennes; aux Bez près du lac de l'Abbaye, le talus récemment élargi de la D 416 montre un Urgonien dont le toit est percé par les lithophages, surmonté par de la Molasse marine, qui par endroits «fossilise» des poches à remplissage de bolus et de «Bohnerz» du sidérolithique.

Dans la partie française du synclinal des Verrières, à 3,5 km de la frontière, le talus de la N 67 bis montre, au lieu-dit la Grangette, le Miocène transgressif (ici d'âge probablement helvétien) qui «fossilise» un petit anticlinal de quelques mètres affectant le Néocomien; au moment de la transgression, le pli était partiellement érodé, mais non nivelé: en effet, des concentrations lumachelliques apparaissent partout où il y avait un microhaut-fond (figure 3, C); la présence de poches à remplissage sidérolithique suggère, là aussi, un âge ancien de la surface sous-Miocène. Des observations semblables peuvent être faites au bord de la D 25, au S de Septmoncel.

En général, toute la portion SE du Jura interne a été recouverte par la transgression Miocène. Certes, certains îlots surbaissés étaient peut-être émergés, le Risoux par exemple; mais alors pourquoi ne trouve-t-on pas, dans le Miocène marin de Mouthe, d'épais lits conglomératiques à galets jurassiens embrassant toute la série, du Kimméridgien au Crétacé supérieur, ou des argiles rouges provenant du lessivage d'une terra rossa que le réchauffement aquitanien n'aurait pas manqué de produire sur cette terre émergée?

La distribution des facies côtiers du Miocène et le tracé du biseau de la Molasse «d'eau douce» inférieure sous le Burdigalien ne s'accordent en rien avec l'hypothèse d'une grande «nappe». Le mouvement sénestre de la faille du Vuache n'atteint que quelques kilomètres, et se perd à la Valserine; le rejet sénestre de l'accident de Pontarlier est nettement montré (figure 2). Reste le problème de l'âge des décrochements; plusieurs auteurs ont attribué à la faille du Vuache un âge pré-burdigalien ou même pré-chattien; mais il n'en est rien: au voisinage du grand escarpement de faille, le Miocène ne comporte aucun bloc ou galet de matériel local; certains bancs burdigaliens sont redressés à la verticale aux abords du décrochement; tout, dans la morphologie (comme d'ailleurs dans la sismicité) montre au contraire l'extrême jeunesse, sinon du décrochement lui-même, du moins de son rejeu le plus récent, qui se poursuit d'ailleurs actuellement. Tout indique que le mouvement sénestre de l'accident de Pontarlier est surtout postérieur au Miocène marin; si cette faille avait existé alors avec son ampleur actuelle, on devrait trouver le long de sa trace, aux points structuralement bas, des affleurements de Molasse marine; et le Miocène proche de l'accident (synclinal des Verrières) devrait contenir de gros galets locaux, couvrant un large

spectre stratigraphique. La disposition des curieux affleurements de Narlay suggère la présence de failles de direction NNE dès l'Helvétien, failles appartenant au système de Syam.

Miocène inférieur (Aquitanien)–Oligocène supérieur («Chattien») (figure 4)

Trois critères ont été étudiés: le biseau de l'Aquitanien, les isopaques du «Chattien», et l'épaisseur des calcaires du «Chattien» moyen. Tous ces cri-

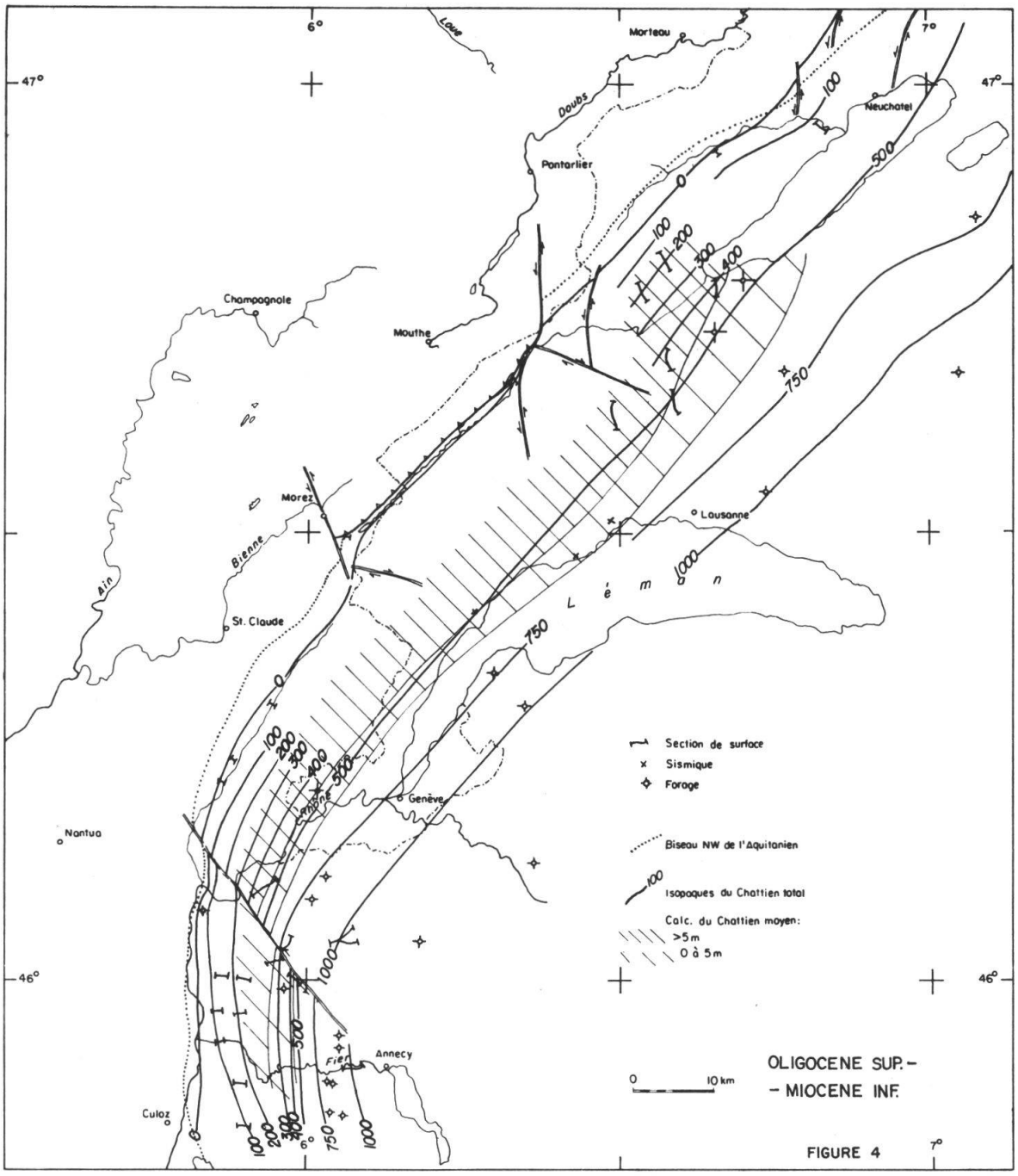


FIGURE 4

tères confirment le rejet sénestre du décrochement du Vuache, rejet d'ailleurs variable: faible à La Balme, peut-être jusqu'à 9 km dans le secteur Musièges–Vuache, moins de 2 km en avant du Crêt d'Eau. Plus loin au NE, les conclusions dépendent évidemment de l'âge que l'on attribue aux gompholithes du Solliat et du Lieu. Alors que le manuscrit de cette note était rédigé, D. AUBERT a eu l'extrême amabilité de nous prêter l'hélicidé qu'il avait découvert autrefois à Combenoire (AUBERT, 1958); l'état de conservation ne permettra sans doute pas une détermination spécifique sûre par un spécialiste; cependant, il est d'emblée évident que ce fossile ne ressemble en rien aux espèces du «Chattien» subjurassien, *«H.» ramondi* (BRONGN.) et *Cepaea rugulosa rugulosa* (ZIETEN); il est bien plus proche d'*«H.» larteti,* DE BOISSY, ou de *Cepaea hortensis* (MÜLL.) var. *miocaenica* FAVRE, si abondants dans le Tortonien-Oehningien du Locle et du Bief des Lavaux près Pontarlier. D'autres critères distinguent nettement les gompholithes du Solliat et du Lieu de celles de la Molasse sub-jurassienne, comme le montre le tableau suivant:

	Molasse sub-jurassienne *(«Chattien»)*	Le Lieu–Le Solliat	Le Locle *(Tortonien)*
Soubassement	Urgonien, discordance imperceptible	Discordance très forte, n'importe quoi entre: Portlandien et Urgonien	Kimméridgien et Hauterivien
Galets			
– distribution	rares, en minces lentilles	formant presque tout le sédiment	
– taille	d'ordre centimétrique	d'ordre décimétrique, voire métrique	
– état	arrondis	à peine émoussés	
– nature	Tertiaire basal, Crétacé sup., Urgonien (100–200 m de série)	Crétacé sup.–Kimméridgien (600 m de série)	
Ciment			
– fin	surtout marnes bariolées	surtout quartz fin et menus débris calcaires; marnes rouges très rares	marnes rouges abondantes
– grossier	minéraux alpins abondants	pas de minéraux alpins	

Ainsi, l'attribution des gompholithes de La Vallée au «Chattien» ne paraît pas défendable; nous excepterons cependant le Tertiaire des tunnels des Epoisats, où la coupe de SCHARDT (galerie d'eau) reprise par TUTEIN NOLTHENIUS montre un synclinal rempli de marnes rouges et grises gompholithiques (y compris des gompholithes «pralinées») et gypsifères, reposant directement sur l'Urgonien à l'Ouest, et séparées de l'Urgonien par quelques mètres de grès molassiques à l'Est; 70 m à l'Est de cette coupe, et quelques mètres plus haut, AUBERT a observé, dans le tunnel du chemin de fer, un contact gompholithes/Kimméridgien, sur flanc Est du synclinal tertiaire; aussi bien quant à l'âge que quant à la situation tectonique, ces coupes sont difficiles à interpréter.

Dans le synclinal de Joux proprement dit, la Molasse est connue en quelques points: les Rousses, NE de l'Abbaye, sondage à l'eau de la Golisse: partout, le facies est typique de l'Aquitanien (Molasse «lausannienne»); aux Rousses d'en Bas, nous avons bénéficié d'une coupe temporaire mettant à jour, sur des calcaires fins du Crétacé supérieur, 0,4 m de calcaire d'eau douce, puis 0,4 m de marnes jaunes, vertes et brun lilas, et, enfin, un grès et des marnes silteuses grises molassiques; les fossiles et les minéraux lourds semblent confirmer l'âge aquitanien, et il en va de même s'agissant des affleurements au NE de l'Abbaye (étude en cours).

Sur la base de ces considérations, et des affleurements tertiaires situés au SW de la faille de Morez, le biseau de l'Aquitanien (et, de façon moins nette, celui du «Chattien») mettent en évidence le mouvement sénestre des accidents de Morez et de Pontarlier. Pour ce dernier, si l'on se porte dans la région de Nyon–Cossonay, les isopaques du «Chattien» et des calcaires du «Chattien» moyen ne montrent pas de rejet appréciable: mais la dispersion des points de contrôle est telle qu'un rejet ne peut être décelé s'il n'excède 3–5 km; en tout état de cause, un rejet dextre – quel qu'il soit – semble exclu, et un rejet de ce type dépassant 5 km est totalement hors de question. Remarquons encore que, au-delà de l'accident de Pontarlier, il n'y a pas, à L'Auberson, «sédimentation continue du Stampien à l'Helvétien» (AUBERT, 1959); ce sont en effet là des séries bien datées (gisement de Francastel) de l'Aquitanien moyen qui reposent sur le Crétacé moyen ou l'Urgonien, et la Molasse marine sus-jacente est bien typiquement burdigalienne.

«Chattien» inférieur (figure 5, p. 387)

On a étudié les isopaques du «Chattien» inférieur («Molasse rouge», «Untere bunte Mergeln») et des «calcaires de Grilly» (= «Calcaires inférieurs» de KISSLING, 1974, probablement = «Wynauerkalk»). Les deux critères montrent le rejet sénestre, variable, de l'accident du Vuache: 3 km à La Balme, presque 10 km dans la région Musièges–Vuache, 1,5 à 2 km entre Crêt d'Eau et Valserine. Le «Chattien» inférieur n'atteignant pas le décrochement de Morez, on n'obtient aucune donnée sur cette faille. Le long

de la ligne Montricher–Vallorbe, un jeu sénestre est suggéré, mais les points de contrôle sont trop épars pour que cette information soit suffisamment précise; un rejet dextre d'une certaine importance est certainement exclu.

Surface sous-tertiaire (figure 6, p. 388)

Ce terme est préféré à celui de «pré»-tertiaire, car l'âge des dépôts tertiaires les plus anciens varie considérablement: Eocène moyen (sidéroli-

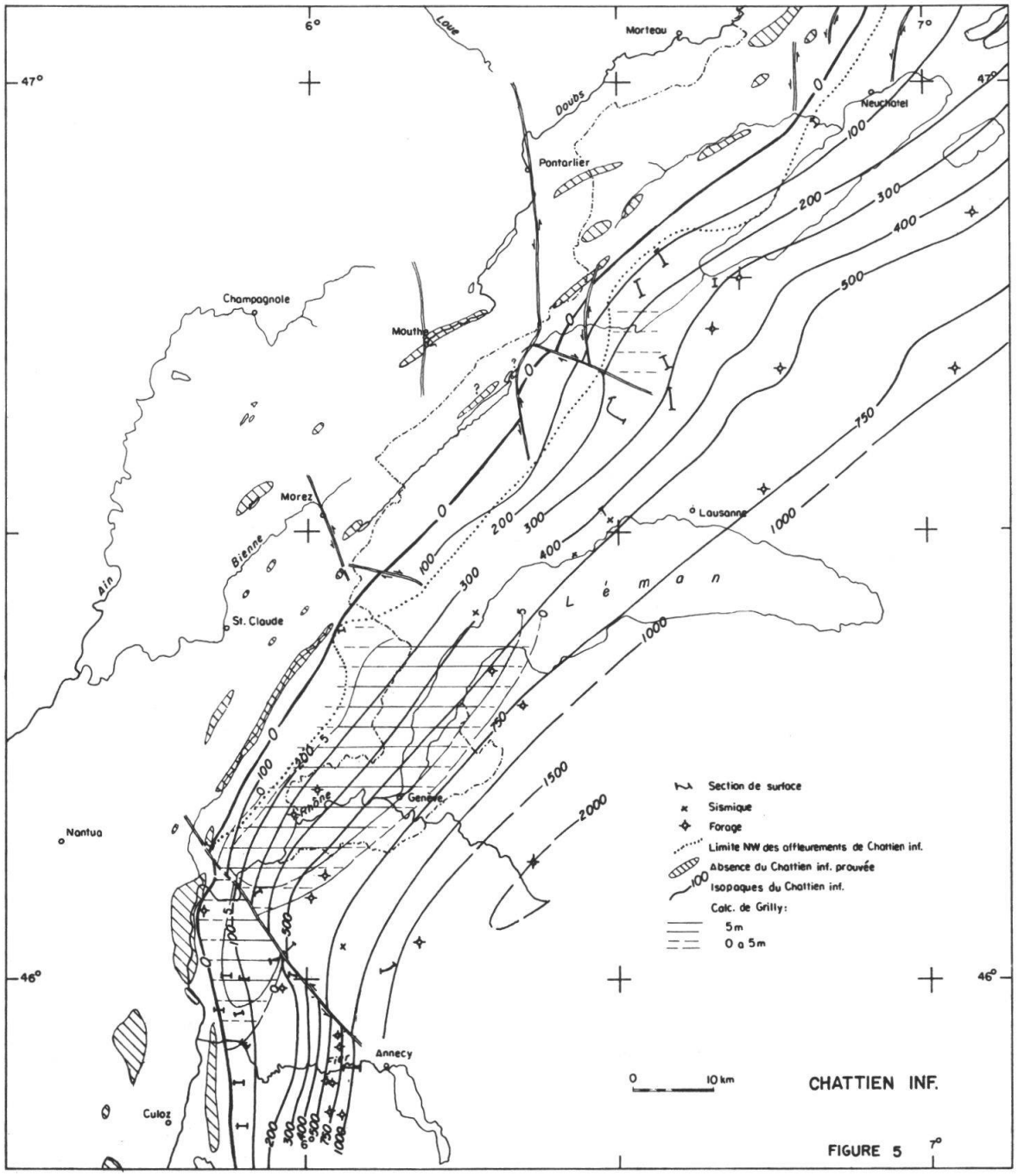


FIGURE 5

thique) au Chamblon, Vindobonien supérieur dans certains synclinaux jurassiens. Nous avons vu que là où du «Chattien»-Aquitanien ou de la Molasse marine miocène reposent sur le Mésozoïque, la surface sous-jacente a pratiquement acquis son modelé dès avant le sidérolithique; cette surface est donc postérieure au Turonien/Sénonien inférieur, exceptionnellement (Alfermée) post-maastrichtienne, et antérieure à des remplissages latéritiques dont l'âge va de la fin de l'Yprésien (Egerkingen) à l'Eocène terminal (Entreroches, Obergösgen). Dans les régions jurassiennes où c'est la partie

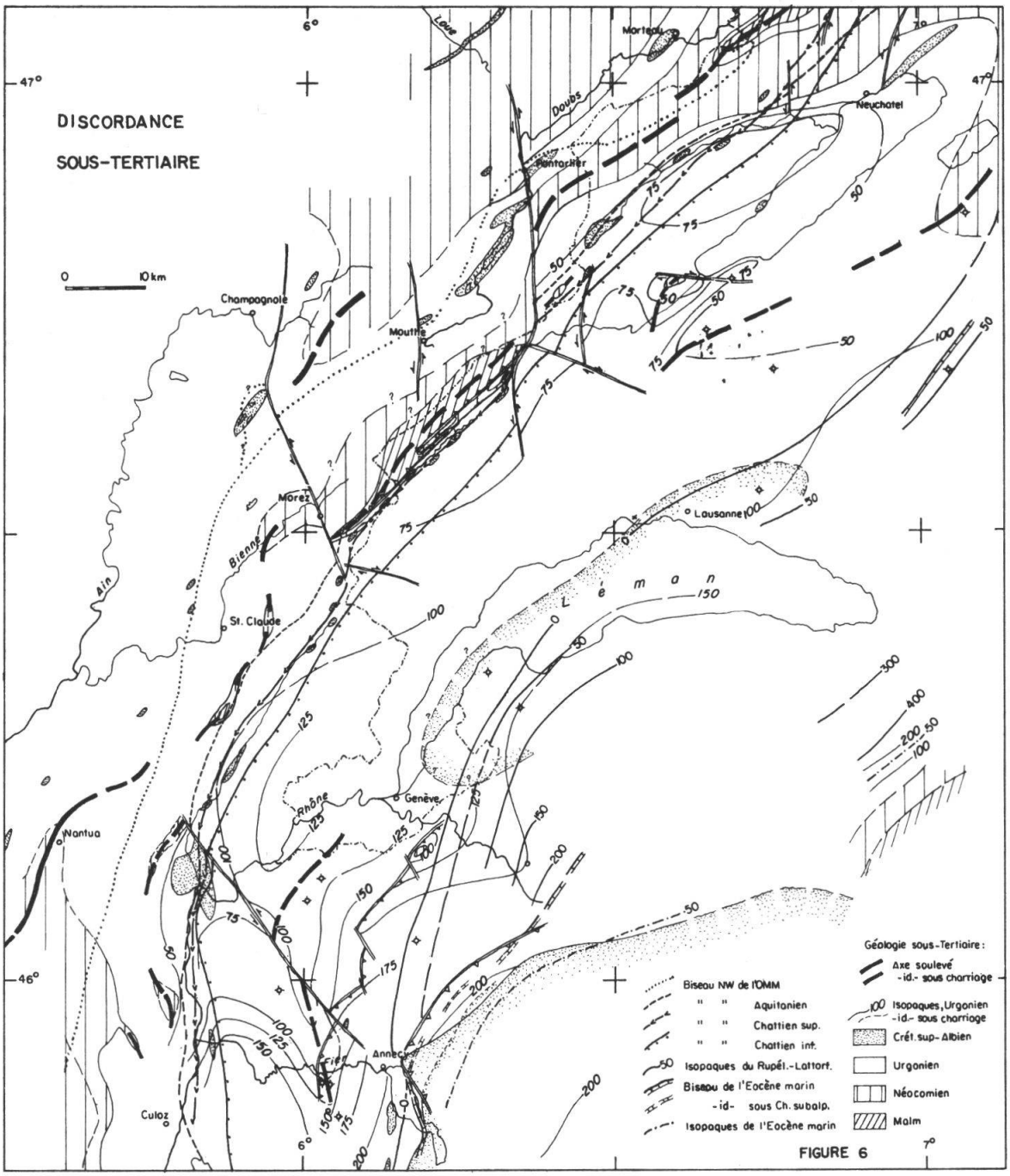
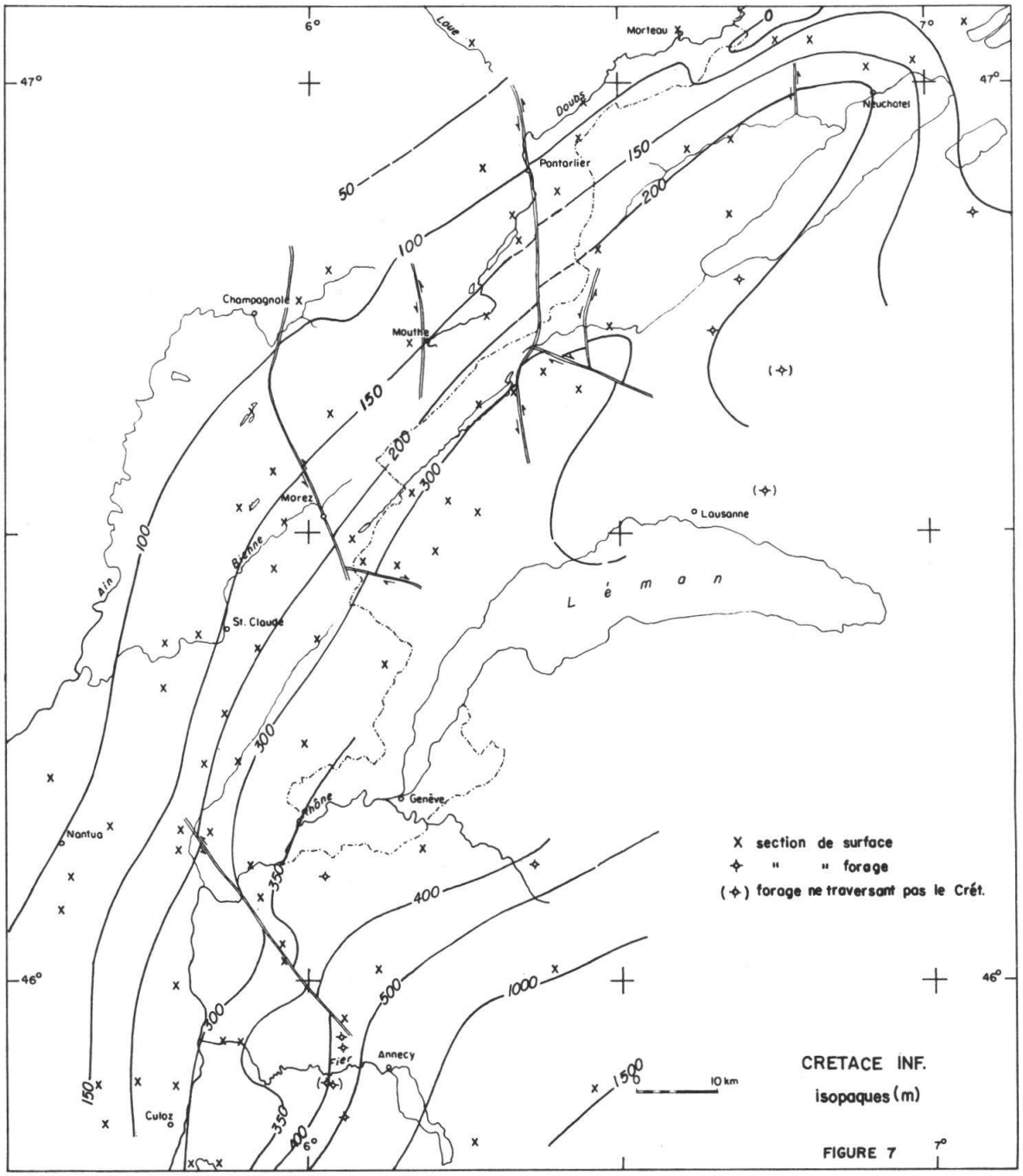


FIGURE 6

supérieure (Helvétien supérieur ou même Tortonien basal) de la Molasse marine, ou encore la Molasse d'eau douce supérieure (Tortonien-Samatien) ou le «Pontien» qui recouvrent le Mésozoïque, la surface sous-tertiaire semble être surtout d'âge miocène inférieur, comme l'indiquent ici et là des galets dérivés de la Molasse «d'eau douce» stampienne (CHAUVE, 1959), étant entendu que cette nouvelle surface n'a fait que façonner plus avant la surface anté-sidérolithique.

La figure 6 est une carte paléo-géologique de la surface sous-tertiaire; on



a porté les biseaux des différentes formations du Paléogène et du Miocène; afin de préciser les anciennes structures dans le vaste domaine où le Tertiaire repose sur l'Urgonien, on a ajouté des isopaques de l'Urgonien préservé sous la discordance. Les biseaux du Paléogène, l'épaisseur de l'Urgonien et la disposition des restes d'Albien-Crétacé supérieur montrent clairement le mouvement sénestre d'ampleur variable de la cassure Annecy–Vuache. L'allure du chapelet de témoins du Crétacé post-urgonien, de Seyssel à Bellegarde, puis dans la Valserine, la région de Sainte-Croix et le Val de

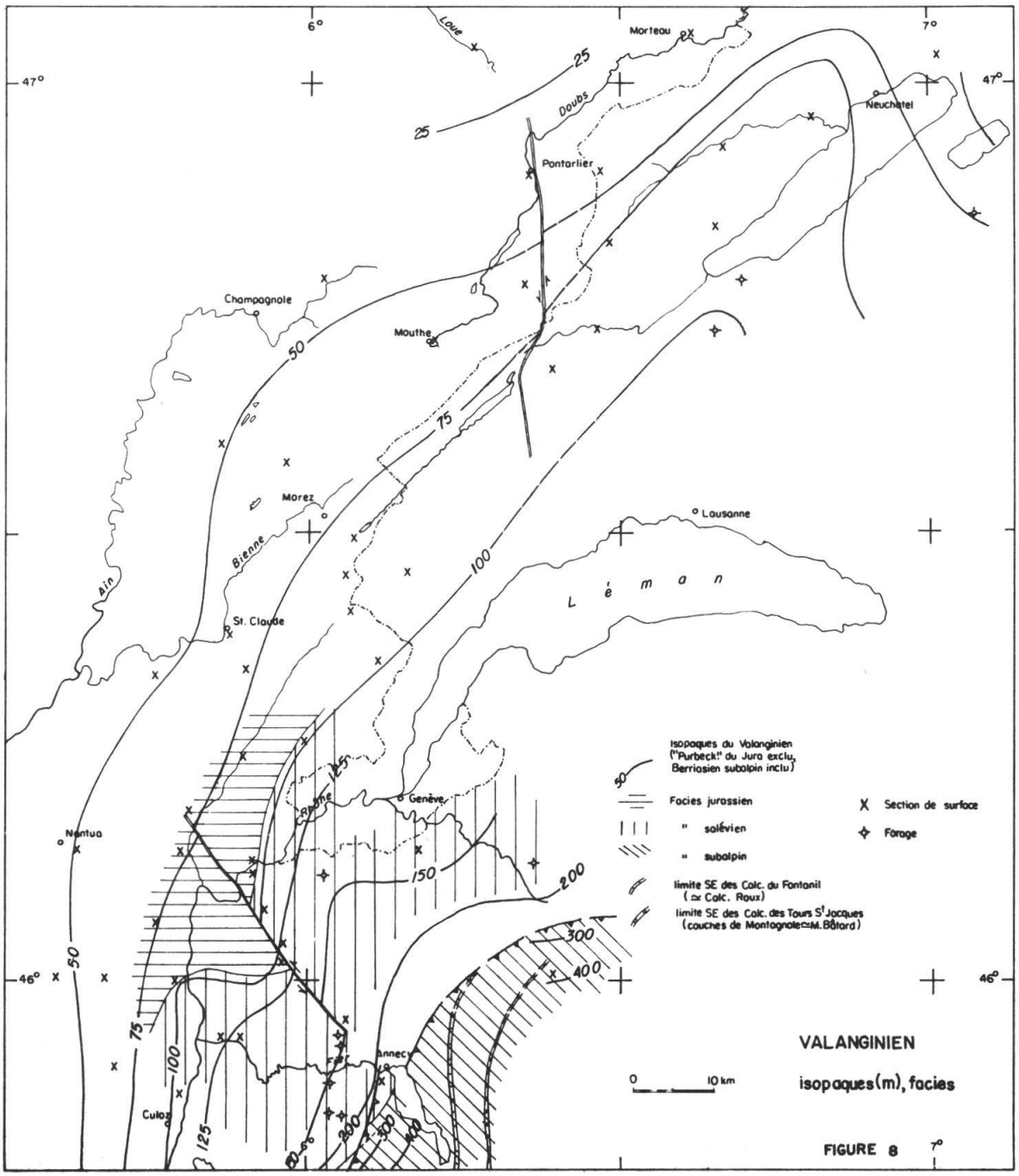


FIGURE 8

Travers montre bien qu'il s'agit d'une gouttière originellement continue, cette impression étant renforcée par le fait que tous ces affleurements comprennent de l'Aptien, alors que cet étage manque plus au NW. Ainsi, il est établi que les jeux postérieurs à la discordance sous-tertiaire sont bien sénestres au Vuache, près des Rousses et à Vallorbe. Tout s'oppose au concept de «nappe» charriée vers le NW. Au NW de ce chapelet de Crétacé jeune, la paléo-géologie indique une dorsale; le long de la faille de Morez, cette dorsale est «rejetée» dextrement; sur l'accident de Vallorbe–Pontarlier, le «rejet» sénestre est nettement plus important que celui affectant la gouttière plus méridionale; ces deux «rejets» semblent être assez souples; ainsi est mis en évidence un axe haut Lézat–Risoux–les Verrières–Le Locle dont la portion Risoux est disposée en virgation; nous pensons que cette portion chevauchait vers le SE; nous analysons ailleurs (RIGASSI, 1977*b*) les mécanismes qui ont pu produire, à une période ancienne, un tel accident tangentiel; la largeur de la bande déplacée vers le SE est modeste, une douzaine de km, ainsi que le montre le rejet beaucoup plus faible affectant la gouttière à Crétacé jeune St-Point–Morteau, rejet cependant un peu plus fort que celui déplaçant actuellement les plis récents au sud de Pontarlier. Reste bien sûr le problème de l'âge exact de la surface sous-tertiaire dans le secteur Risoux; la présence de sidérolithique sur la dorsale Lézat–Risoux–Les Verrières, le fait que le front SE du Risoux (sensu RIGASSI, 1962) a fait barrière à l'extension vers le NW de la Molasse «d'eau douce» inférieure, l'existence de rides semblables antérieures au «Chattien» inférieur sous la Plaine molassique montrent bien l'ancienneté de cette dorsale: pré-Oligocène moyen et même, plus probablement, pré-Eocène moyen à supérieur. Ainsi définie, cette dorsale n'est pas identique à la «ride» oligocène d'AUBERT (1958, 1959), qui englobe aussi bien des régions effectivement hautes (Le Lieu–Fort du Risoux), d'autres régions très déprimées (Les Rousses, où l'Aquitanien repose sur le Crétacé supérieur, L'Auberson) ou relativement déprimées (Rochejean). Les dorsales et gouttières sous-tertiaires sont surtout de direction ENE-NE, avec parfois des incurvations vers le NNE, ou même le NNW, l'effet de mouvements décrochants beaucoup plus jeunes étant évident dans ce dernier cas; ces structures sont dues, pensons-nous, à deux causes différentes: décollement au Trias (axes NE), plis de «torsion» résultant de jeux sénestres le long d'accidents NE (plis ENE) ou méridiens (plis NNE), ces derniers embryonnaires (RIGASSI, 1977*b*).

Crétacé inférieur (figure 7, p. 389)

Cette carte confirme le rejet variable de l'accident du Vuache. Un rejet sénestre est suggéré à Morez, mais la dispersion des points de contrôle ne permet pas d'en définir l'ampleur. Le rejet est certainement sénestre à Vallorbe–Pontarlier aussi, mais là encore, on ne peut donner de précision quantitative.

Valanginien (figure 8, p. 390)

Facies et isopaques montrent, une fois encore, le jeu sénestre d'ampleur variable de la faille du Vuache. Ailleurs, les courbes manquent de précision; un rejet sénestre est suggéré au sud de Pontarlier.

«Séquanien», Oxfordien s. str.

Le passage des facies «séquaniens» de plate-forme récifale et d'avant-récif caractérisés par des calcaires à «oncolithes», des calcarénites et des calcaires oolithiques aux facies de mer ouverte (calcaires lités, marnes à céphalopodes) se fait selon une ligne Ste-Croix–Vallorbe–front SE du Risoux–Prémanon–Les Bouchoux–Grand Colombier; cette disposition exclut la grande «nappe» du Risoux. La limite entre domaines où est bien développé l'Oxfordien s. str. et le Jura interne où il manque ou n'est représenté que par une très mince zone de condensation et qui pourrait, suggérait AUBERT (1971), contribuer à résoudre le problème, est trop externe pour remplir ce rôle.

Paléogéographie, facies, isopaques: conclusions

Le rejet de la *faille du Vuache* est bien sénestre, quels que soient l'époque ou le critère considérés; c'est d'ailleurs ce que postule la théorie de la «nappe», mais l'ampleur n'est pas celle requise par la «nappe», le déplacement variant comme suit:

- nul au sud du Lac d'Annecy,
- 1–2 km à la hauteur de Duingt, mais le déplacement reste plastique (aile sud de la «virgation du Genevois»),
- près de 10 km à St-Jorioz–Veyrier, nature du déplacement (cassant? plastique?) imprécise,
- presque nul à Annecy: le rejet est absorbé par les décollements chevauchants sur le Berriasien de la Montagne de Veyrier et sur l'Oxfordien du Semnoz,
- environ 4 km au versant E des Montagnes de Lovagny et La Balme, l'augmentation depuis Annecy étant due, semble-t-il, à un déplacement vers le SE de la lèvre SW, laquelle est de plus affectée à Cran par un pli aigu manquant au NE,
- environ 3 km à La Balme même, le décollement de l'axe salèvien sur l'Oxfordien étant probablement un peu plus important à la Montagne de La Balme qu'à Lovagny, où il atteint 2–3 km ainsi que l'ont montré les forages,
- de là, le rejet augmente régulièrement, pour atteindre une dizaine de km dans le secteur Musièges–Vuache central; cette augmentation résulte de particularités affectant le seul bloc SW:
  - enfoncement profond de la base du Tertiaire, plissée, dans le bassin de Rumilly,
  - demi-dôme de Musièges à flancs raides,
  - décrochements satellites au SW de la faille principale (figure 1 h.t.),
  - confluence, entre Chaumont et Arcine, de la faille principale avec une faille S-N flanc W du Gros Faoug–Frangy, les rejets s'additionnant,
  - pli du Gros Faoug–Montagne des Princes,

- à partir du Rhône, le rejet diminue rapidement, absorbé qu'il est par le chevauchement du Crêt d'Eau et par les décrochements méridiens sénestres du bloc NE; près de Confort, le rejet ne dépasse guère 2–3 km,
- à la Valserine, le rejet est de moins de 1 km, la nouvelle diminution s'expliquant par la courbure synclinal de Boge–anticlinal de la Montagne du Crêt,
- entre Champfromier et Giron, il y a légère augmentation (1–1,2 km), due au débordement diapirique vers l'ESE du pli Ruty–Prébasson.

L'important, c'est de constater que les variations du rejet sont toutes imputables aux plis et accidents jeunes, et non à des «phases» différentes de jeu. Quel que soit le secteur considéré, le rejet ne dépasse jamais un tiers de ce que requiert la «nappe», et encore, les valeurs les plus fortes sont en arrière du Faisceau helvétique.

Il convient de souligner l'intérêt tectonique du décrochement du Vuache, le seul des grands accidents jurassiens transverses qui empiète, à travers la Molasse, sur le domaine subalpin; mais nous sommes évidemment dans une région particulière, où le front subalpin déborde l'axe de profondeur maximum du toit du socle, que la géophysique permet de fixer sur une ligne Chambéry–St-Jorioz–Cluses–Villeneuve. On peut ajouter que le Salève (y compris ses «prolongements» méridionaux) étant une masse décollée sur les niveaux plastiques de l'Oxfordien, et dans l'architecture de laquelle les évaporites du Trias ne jouent aucun rôle (et pour cause, la position originelle du Salève étant au SE de l'extension maximale des sels triasiques) fait tectoniquement partie du domaine subalpin; le caractère beaucoup plus calcaire des séries post-oxfordiennes a cependant permis un morcellement en blocs plus ou moins déchaussés, plutôt que les grandes ondulations souples des Chaînes subalpines proprement dites; ces particularités de la série font que le plan de chevauchement du Salève fait un angle marqué avec la stratification et qu'il y a un flanc renversé rudimentaire au front.

Il serait évidemment bien intéressant d'effectuer des recherches microtectoniques détaillées le long de la faille du Vuache, afin d'élucider ses différents modes, suivant qu'elle coupe le Faisceau helvétique, la Molasse, le pli salévien ou les Chaînes subalpines.

L'accident de Morez se manifeste différemment suivant les moments et les secteurs considérés. Les figures 7 et 8, trop imprécises en cette région, ne nous éclairent guère. Le fait que les facies à «oncolithes» du «Séquanien» existent au Pt. 958, 2 km au N de Premanon (MUDRY et ROSENTHAL), alors qu'ils manquent au flanc SE de l'autochtone de Sous-les-Barres (figure 20) indique bien que la résultante actuelle du rejet est ici sénestre, d'un peu moins d'un km. Toute la partie sud du décrochement, entre Premanon et les Rousses, montre d'ailleurs bien ce jeu sénestre; par contre, nous avons vu qu'un déplacement dextre souple est suggéré à la hauteur de Morez par la surface sous-tertiaire; il y a d'ailleurs bien actuellement un rejet dextre de 1,8 km, entre le front chevauchant du Risoux aux Rousses et la faille inverse

des Arcets sur lèvre WSW (BERGOUGNAN), sans que l'on puisse dire quelle part en revient à un paléo-rejet, et quelle part n'est qu'une figure d'érosion. Ainsi, l'évolution de l'accident de Morez serait la suivante:

- chevauchement du Risoux, entraînant un déplacement dextre (peu ou non cassant) de l'ordre de 1,5 à 3,5 km (voir plus bas),
- rejet cassant sénestre, effaçant le jeu antérieur, sauf au niveau du chevauchement du Risoux, où l'on aurait: rejet dextre 2,7 km – rejet sénestre 0,9 km = rejet dextre 1,8 km.

Entre ces deux étapes s'en est peut-être placée une autre (?burdigalienne) où le rejet dextre serait devenu cassant, ce qu'indique peut-être la disposition des conglomérats de Narlay. Cette conception pourrait peut-être permettre de mieux comprendre certaines particularités de l'accident de Morez: longueur n'atteignant pas 40% de celle des failles du Vuache et de Pontarlier (le décrochement de Morez est en effet limité au secteur La Frasse–St-Laurent, étant relayé en ce dernier point par la faille de Morillon), manque à peu près total (sauf à l'extrême Sud) des rebroussements de plis si typiques des autres grands décrochements, articulation avec le décrochement de St-Cergue contrastant avec les relations faille de Pontarlier – décrochements dextres W-E.

Au *décrochement de Pontarlier,* la nature sénestre du rejet est évidente. Au sud, où le rejet actuel (somme de plusieurs décrochements) est d'environ 6 km, la paléogéographie ne donne malheureusement aucune précision quantitative; plus loin, dans le secteur Vallorbe–Pontarlier, le biseau de la Molasse marine (mal précisé), celui de l'Aquitanien et la géologie sous-tertiaire montrent un rejet sénestre de plus de 5 km, plus fort que le déplacement observé actuellement; là aussi, il faut faire intervenir l'effet d'un charriage ancien du Risoux vers le SE, avec rejet non ou peu cassant, auquel se sont superposés des jeux brisants plus récents.

En *conclusion,* la paléographie du Crétacé et du Tertiaire démontre que la théorie d'une «nappe» charriée vers le NW est infondée.

III. FRACTURES
(figures 1 et 9 hors-texte et figures 10 à 18)

La carte, figure 1, montre les failles observées sur photo aérienne; on a tenu compte également des cartes géologiques existantes, et de contrôles de terrain dans certaines parties du territoire étudié. Les fractures sont celles que l'on voit sur des documents dont l'échelle va du 20000e au 50000e, et dont la qualité varie. On a ensuite noté par classes de 15° les azimuts et longueurs de toutes les fractures, et les résultats ont été étudiés statistiquement en divisant le territoire en carrés de 5 × 5 km. Ces résultats sont donnés par les figures 10 à 18.

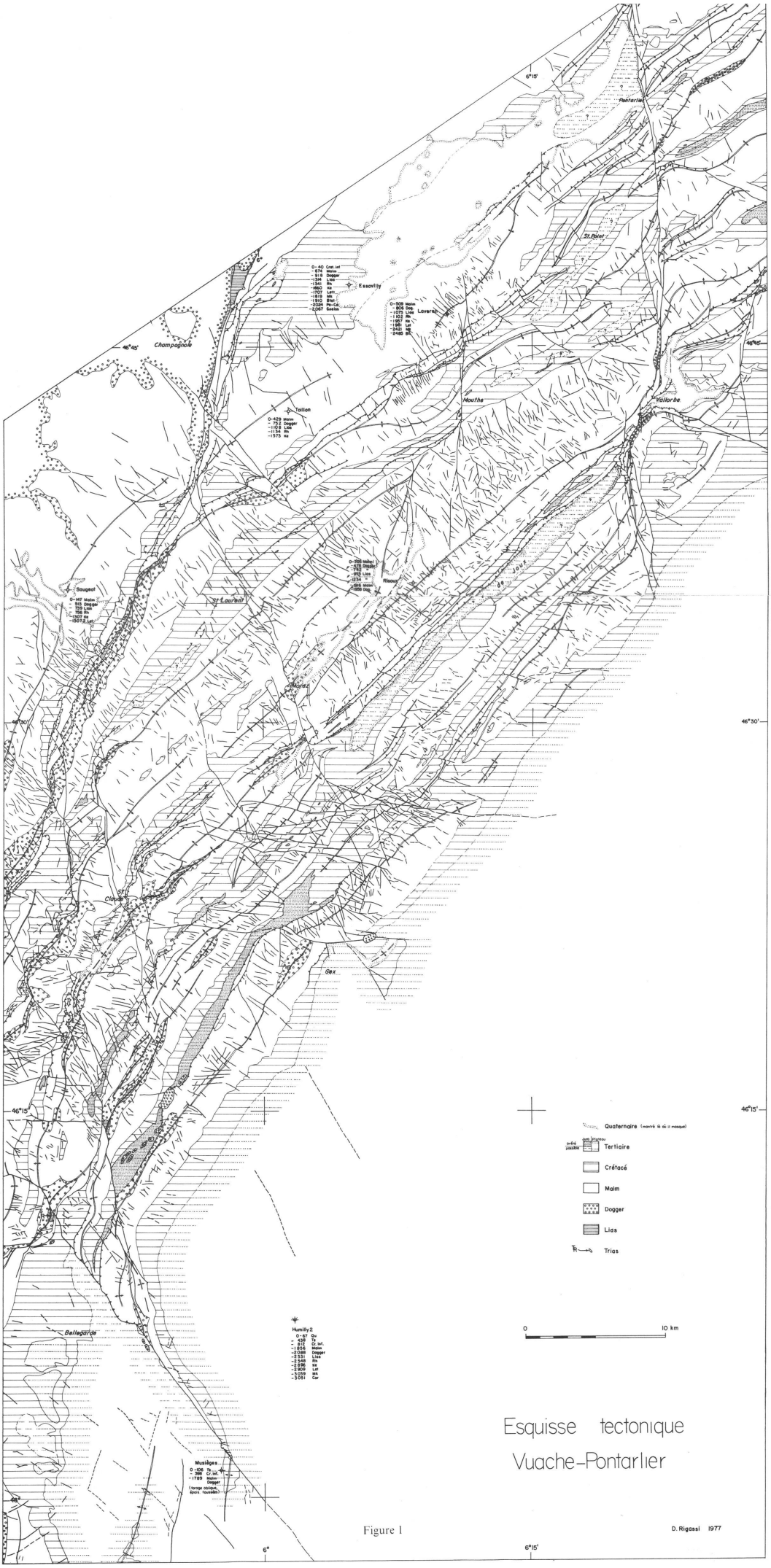
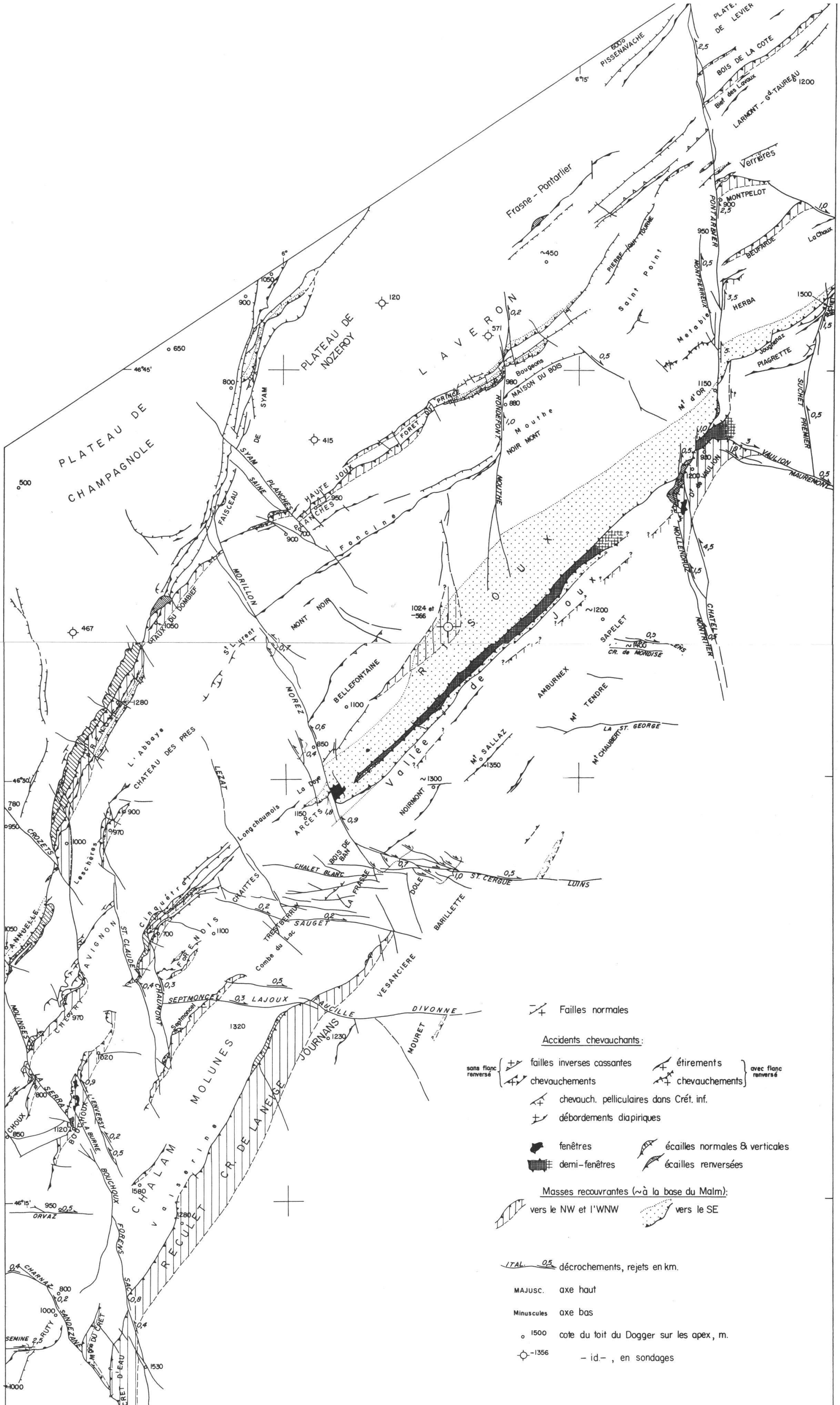


Figure 1

D. Rigassi 1977



Failles normales
Accidents chevauchants:
sans flanc renversé
failles inverses cassantes
chevauchements
étirements
chevauchements
avec flanc renversé
chevauch. pelliculaires dans Crét. inf.
débordements diapiriques
fenêtres
demi-fenêtres
écailles normales & verticales
écailles renversées
Masses recouvrantes (~à la base du Malm):
vers le NW et l'WNW
vers le SE
ITAL. 0,5 décrochements, rejets en km.
MAJUSC. axe haut
Minuscules axe bas
1500 cote du toit du Dogger sur les apex, m.
-1356 - id.- , en sondages
0
10 km
Vuache - Pontarlier
SCHEMA TECTONIQUE INTERPRETATIF
PLATEAU DE CHAMPAGNOLE
PLATEAU DE NOZEROY
LAVERON
Frasne - Pontarlier
Saint Point
RISOUX
Vallée de Joux
CHALAM
MOLUNES
RECULET CR. DE LA NEIGE
JOURNANS
VUACHE
LA BALME
Seyssel Bellegarde

Figure 9

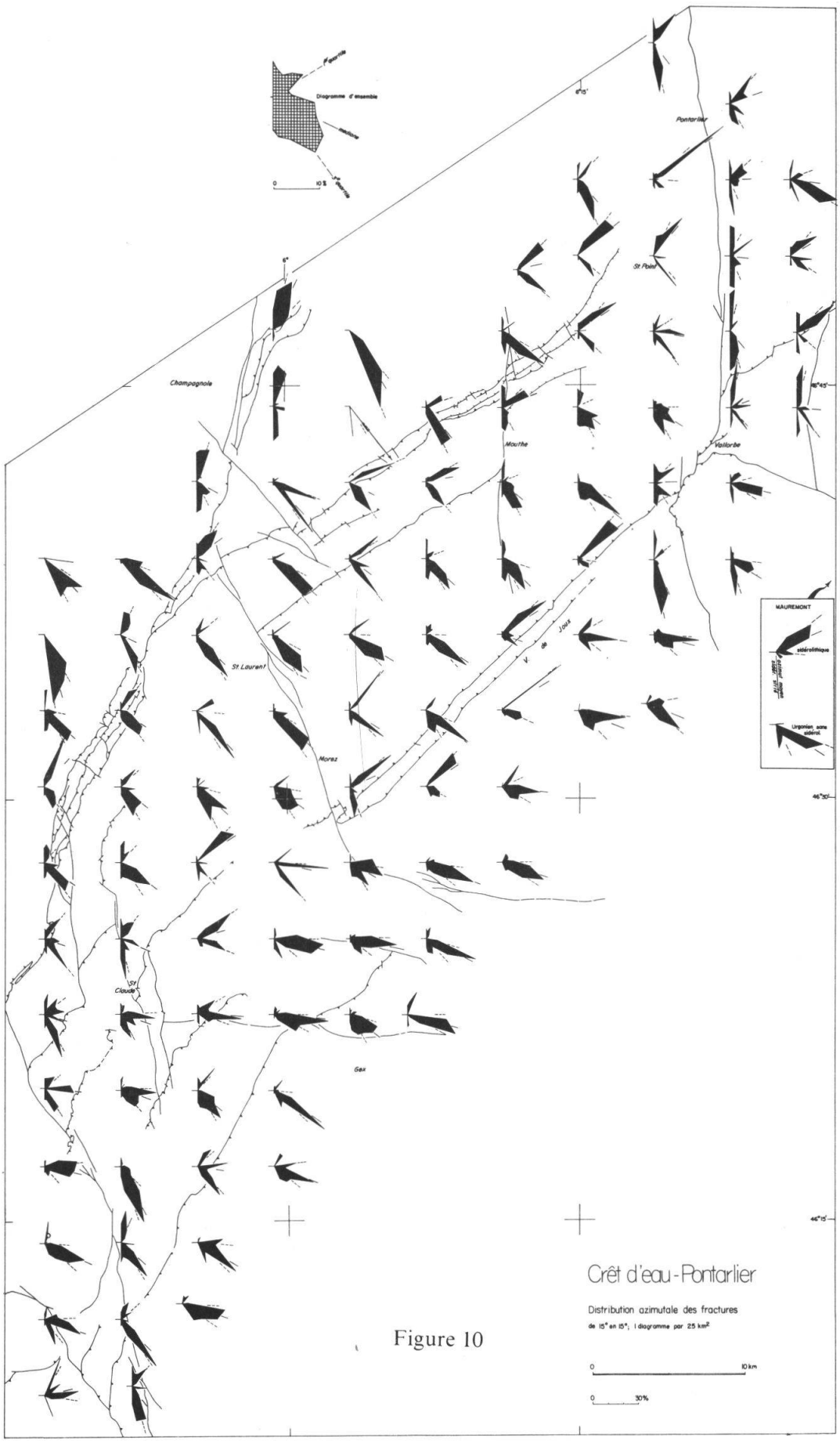


Diagramme d'ensemble
Pontarlier
St. Point
Champagnole
Mouthe
Vallorbe
St. Laurent
Morez
St. Claude
Gex
V. de Joux
MAUREMONT
Urgonien sans sidéral
Crêt d'eau - Pontarlier
Distribution azimutale des fractures
de 15° en 15°; 1 diagramme par 25 km²
0
10 km
0
30%

Figure 10

Azimuts des fractures – Les diagrammes font nettement apparaître les grands décrochements (fractures N, E-ESE, SE, SSE). Une autre direction, NE-ENE, est souvent visible; elle est en général particulièrement bien marquée là où il y a des accidents inverses à regard SE: Les Planches–Pontarlier, bord SE du Risoux–Jougnenaz, Annuelle, Cinquétral–Frénois, Noirmont–Mont Sallaz, Sémine (comparer les figures 10 et 9). Dans la partie droite de la figure 10, on a porté, pour comparaison, des diagrammes azimutaux des fractures datées du Mauremont; l'obliquité des deux directions de la paire anté-sidérolithique (ENE et ESE) montre que l'on a affaire à des fractures formées sur des plis de «torsion», et non à un réseau orthogonal tel qu'il naît sur des plis perpendiculaires à une «poussée» tectonique; les fractures post-sidérolithiques sont liées, comme le montrent les stries, à un jeu d'accidents sénestres subméridiens, flanqués d'antithétiques ESE évoluées en dextre; les rares fractures subméridiennes anté-sidérolithiques, reprises en sénestre par des mouvements plus jeunes, résultent de mouvements sénestres le long des failles anciennes ENE. Le couple de fractures anté-sidérolithiques se retrouve ici et là dans la région étudiée, en particulier au voisinage des failles inverses à regard SE; ailleurs, il s'amenuise ou même disparaît au profit de directions plus jeunes.

Fractures NE-ENE – La figure 11 montre les régions où les fractures NE-ENE (azimuts entre 030° et 075°) sont anormalement fréquentes (plus de 25% de l'ensemble des fractures); il s'agit de deux bandes NE-SW:

- Pontarlier–Rondefontaine–Planches–Chaux du Dombief, où ce type de fractures atteint 50 ou même 60% de la fracturation totale,
- Jougnenaz–bord SE du Risoux–Cinquétral–Lavans, avec un maximum de 65%.

En recoupant les grands décrochements, ces bandes s'atténuent ou se perdent; des rejets sénestres sont visibles à Vallorbe et Mouthe, alors qu'un déplacement dextre est indiqué à Morez. Dans les deux bandes, la fréquence des fractures SE-SSE est élevée: on a donc un couple sensiblement orthogonal; par contre, les failles ESE qui accompagnent, au Mauremont, les fractures NE-ENE pour former une paire oblique anté-sidérolithique manquent dans la bande Pontarlier–Dombief et n'ont une fréquence élevée que dans certains segments de la bande Jougnenaz–Lavans, près de son bord SE.

On a donc deux types de fracturations NE-ENE: dans la bande Pontarlier–Dombief et, en partie, dans la bande Jougnenaz–Lavans, ces azimuts résultent d'accidents ou «plis» produits par des mouvements perpendiculaires aux axes; dans certaines portions de la bande Jougnenaz–Lavans, ces azimuts sont couplés à d'autres, ESE, et cette paire oblique est due, croyons-nous, à des plis de «torsion»; nous disons ailleurs (RIGASSI, 1977*b*) pourquoi nous pensons que ces plis de «torsion», anté-sidérolithiques, résultent de mouvements sénestres le long d'accidents majeurs NE affectant le socle.

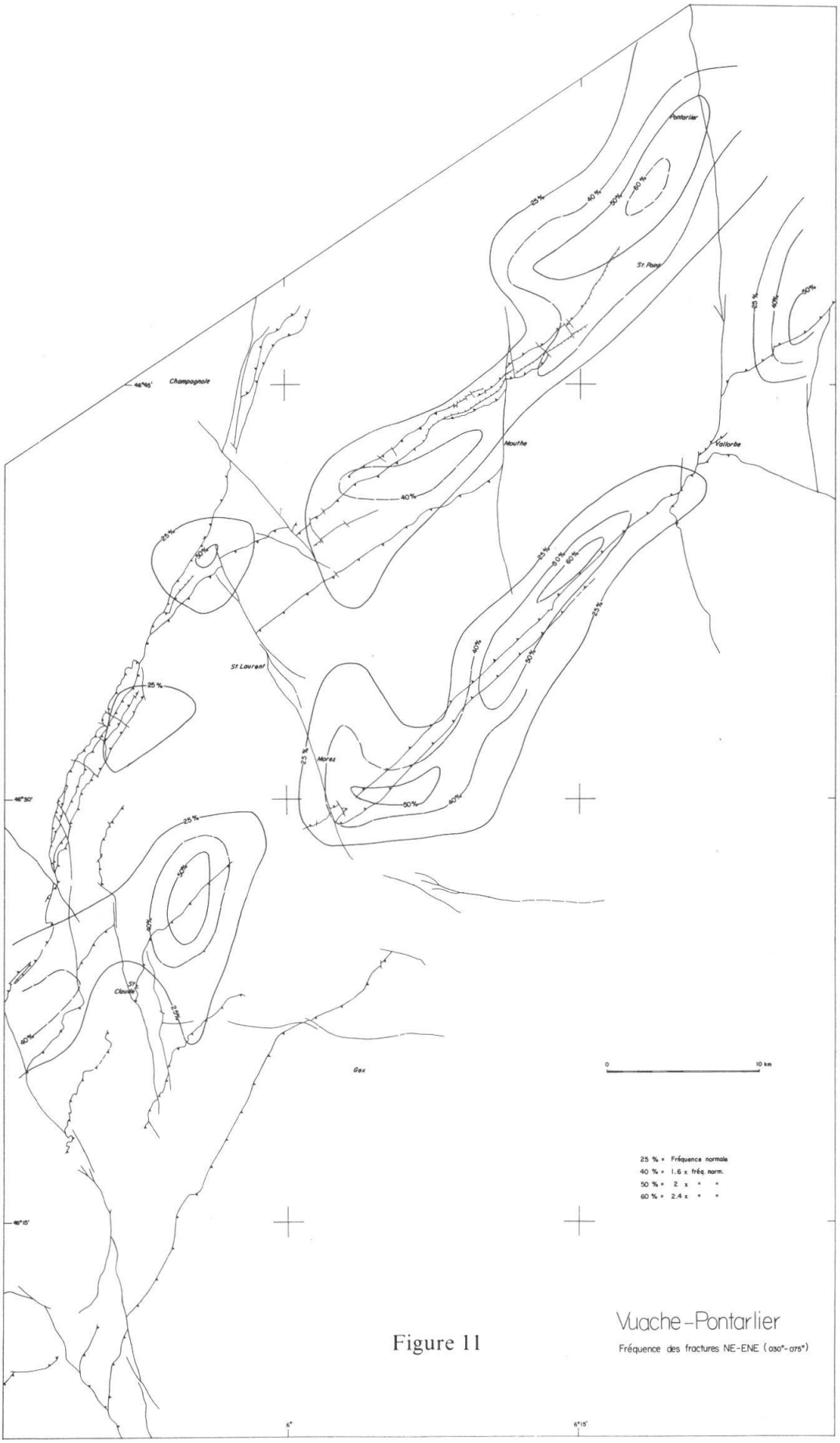

Pontarlier
St Point
Champagnole
Mouthe
Vallorbe
St Laurent
Morez
Gex
46°45'
46°30'
46°15'
6°
6°15'
0
10 km
25 % = Fréquence normale
40 % = 1.6 x fréq. norm.
50 % = 2 x " "
60 % = 2.4 x " "
Vuache-Pontarlier
Fréquence des fractures NE-ENE (030°-075°)

Figure 11

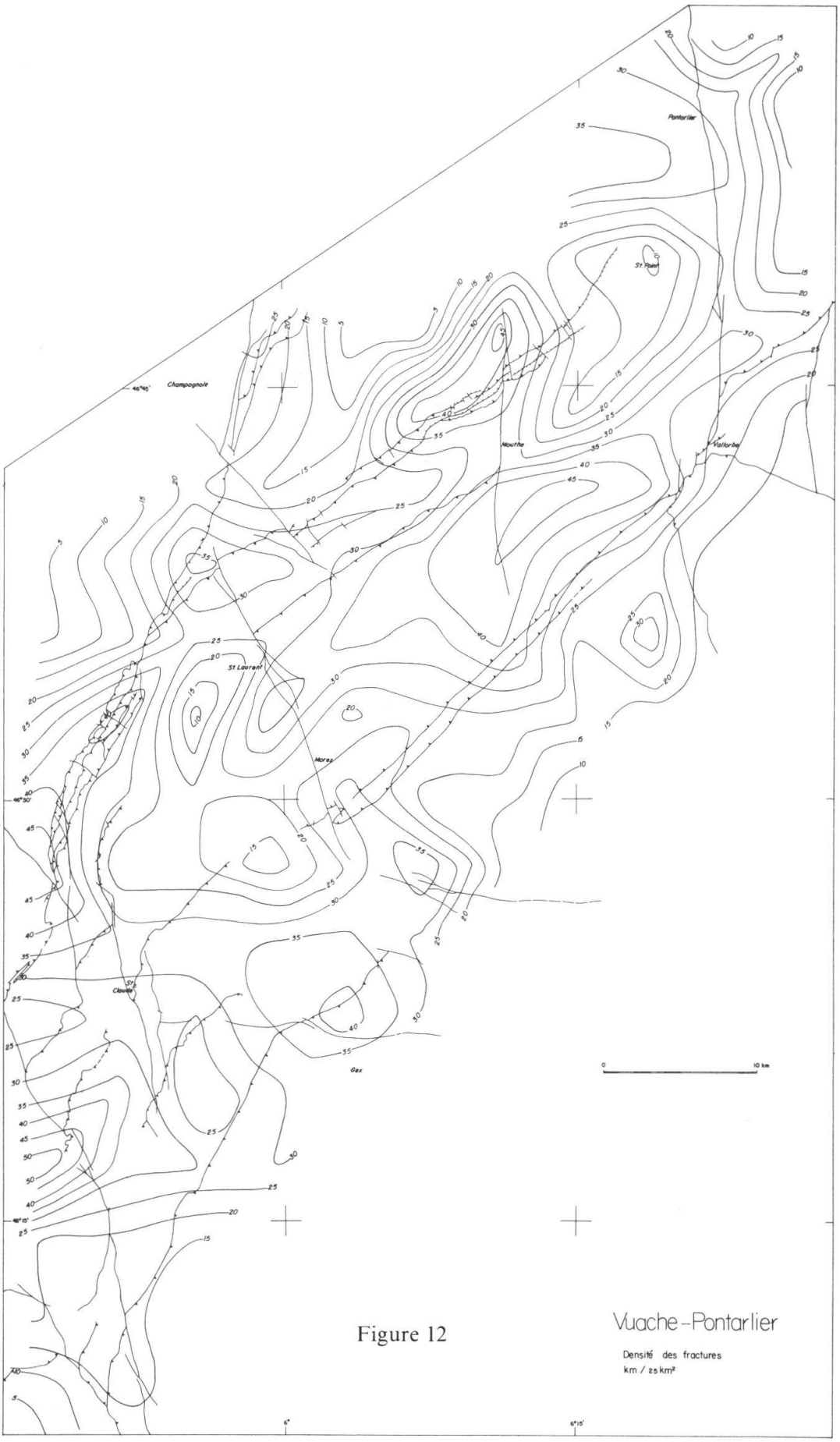

Pontarlier
St Point
Champagnole
Mouthe
Valdahon
St Laurent
Morez
St Claude
Gex
0
10 km
Vuache-Pontarlier
Densité des fractures
km / 25 km²

Figure 12

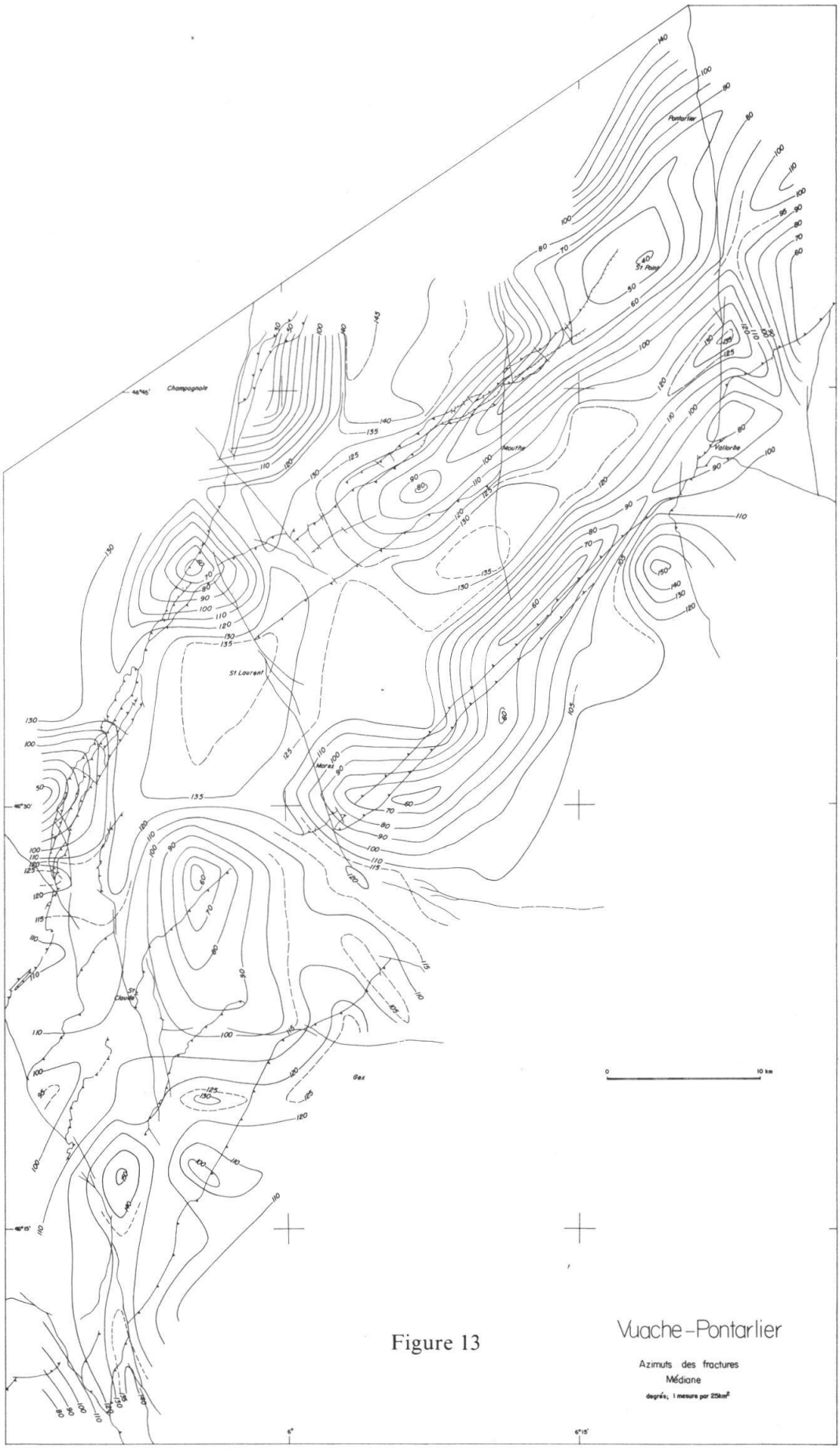

Pontarlier
St Point
Champognole
Mouthe
Vallorbe
St Laurent
Morez
Gex
0
10 km
Vuache-Pontarlier
Azimuts des fractures
Médiane
degrés; 1 mesure par 25km²

Figure 13

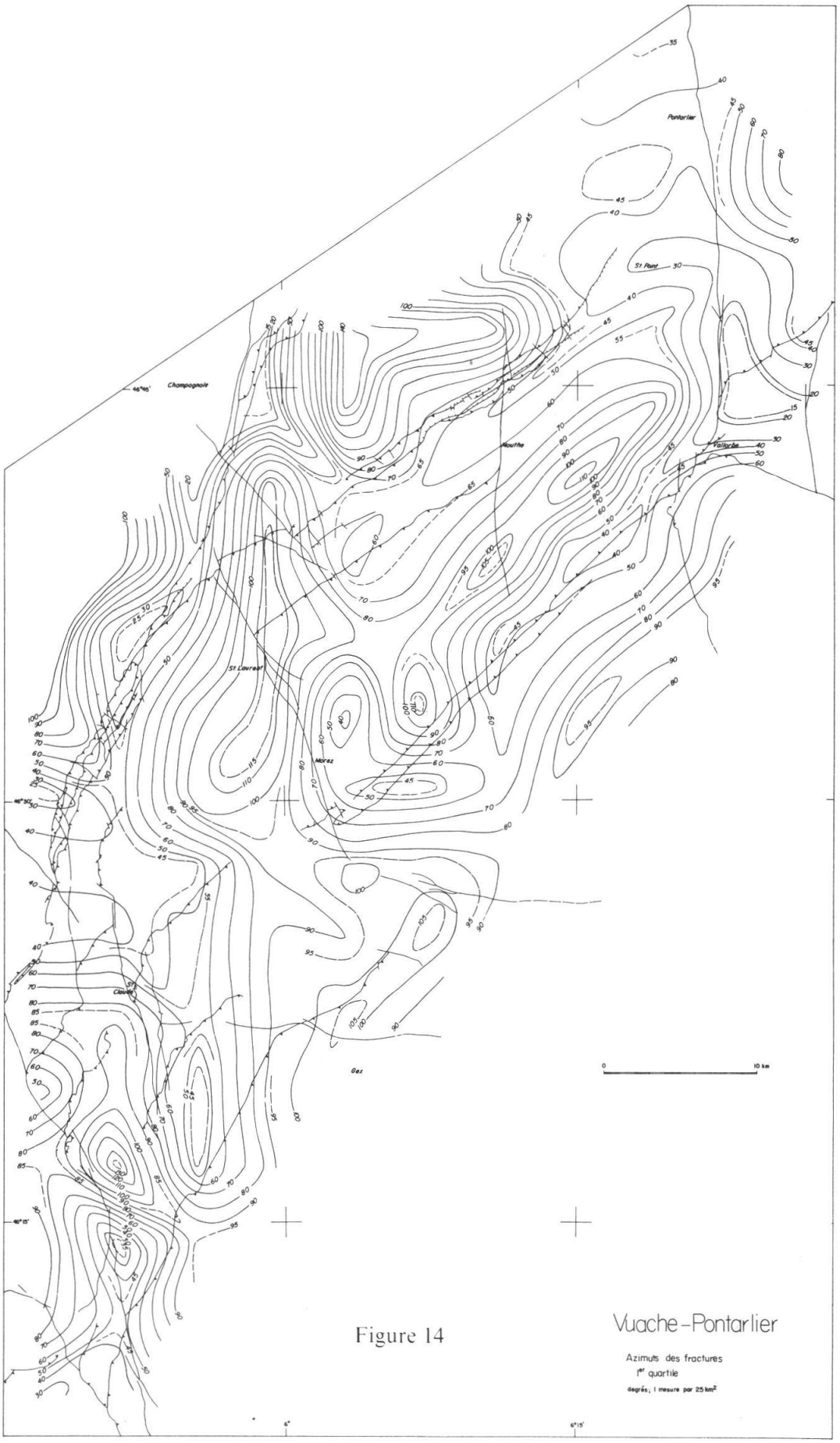

Pontarlier
St Point
Chompagnole
Mouthe
Vallorbe
St Laurent
Morez
Gex
0
10 km
Vuache-Pontarlier
Azimuts des fractures
1er quartile
degrés; 1 mesure par 25 km²

Figure 14

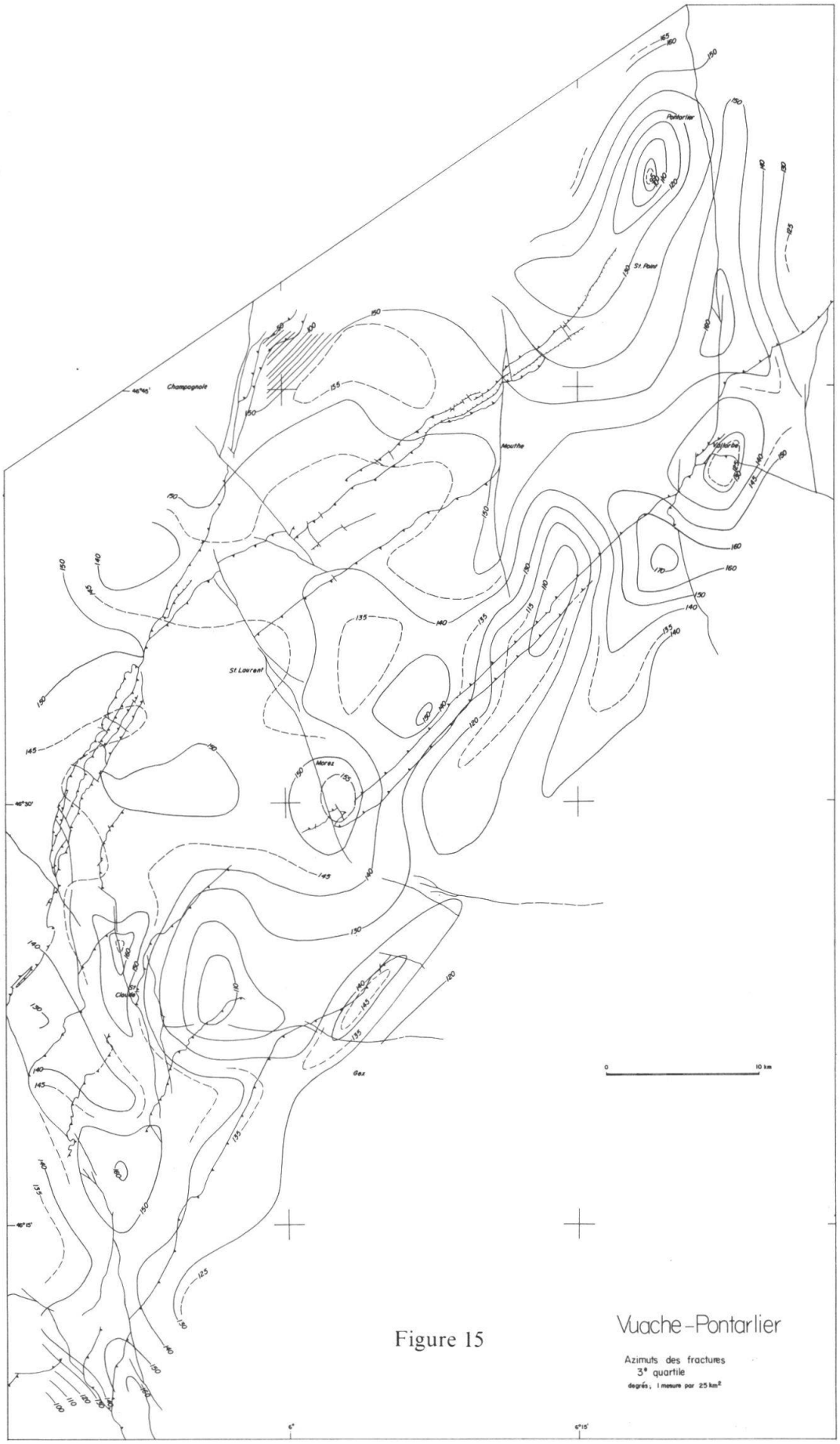

Pontarlier
St Point
Champagnole
Mouthe
St Laurent
Morez
Gex
0
10 km
Vuache-Pontarlier
Azimuts des fractures
3e quartile
degrés, 1 mesure par 25 km²

Figure 15

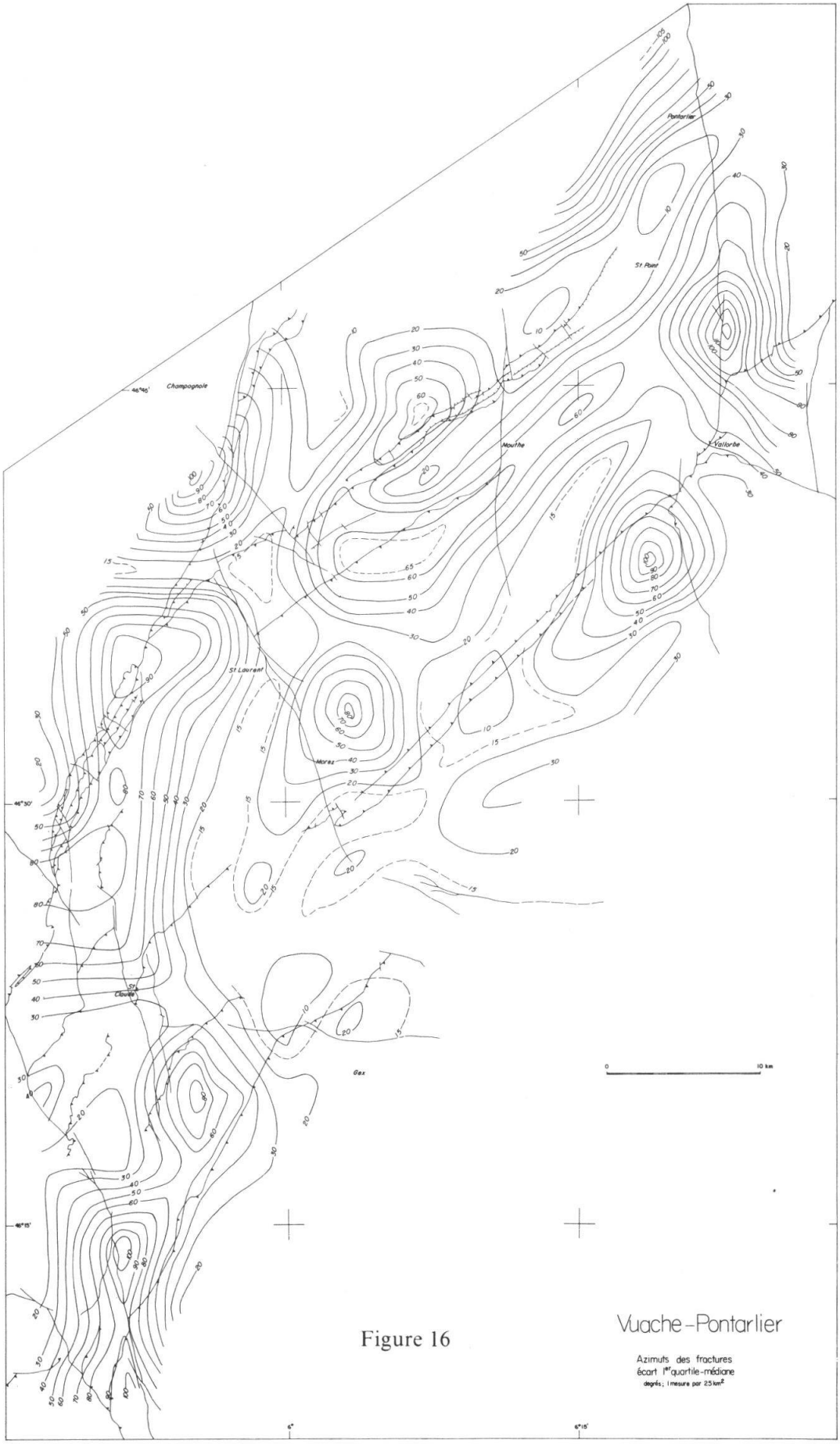

Pontarlier
St Point
Champagnole
Mouthe
Vallorbe
St Laurent
Morez
St Claude
Gex
46°45'
46°30'
46°15'
6°
6°15'
0
10 km
Vuache-Pontarlier
Azimuts des fractures
écart 1er quartile-médiane
degrés; 1 mesure par 2.5 km²

Figure 16

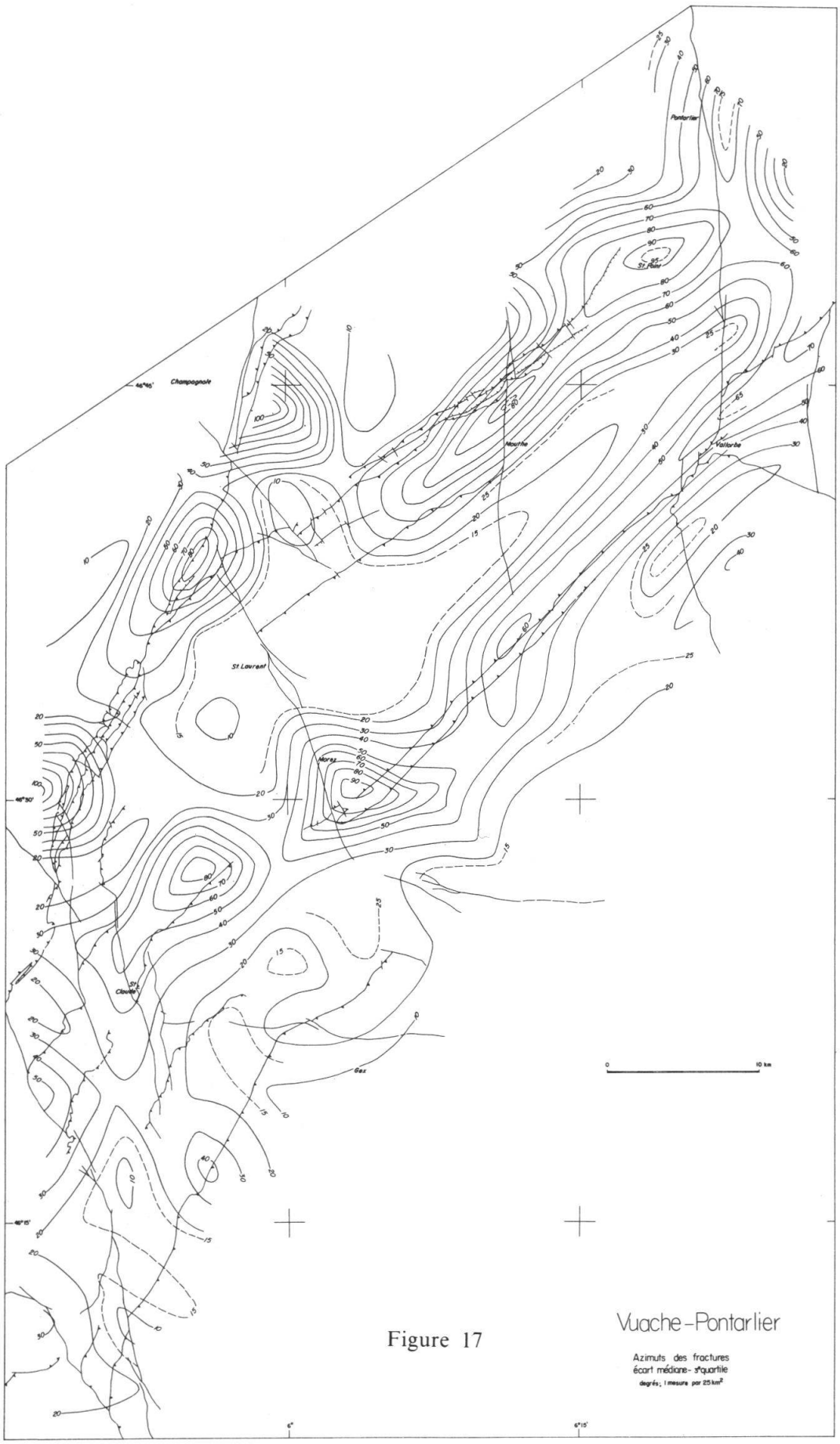

Pontarlier
St. Point
Champagnole
Mouthe
Vallorbe
St. Laurent
Morez
St. Claude
Gex
0
10 km
Vuache-Pontarlier
Azimuts des fractures
écart médiane- 3e quartile
degrés; 1 mesure par 25 km²

Figure 17

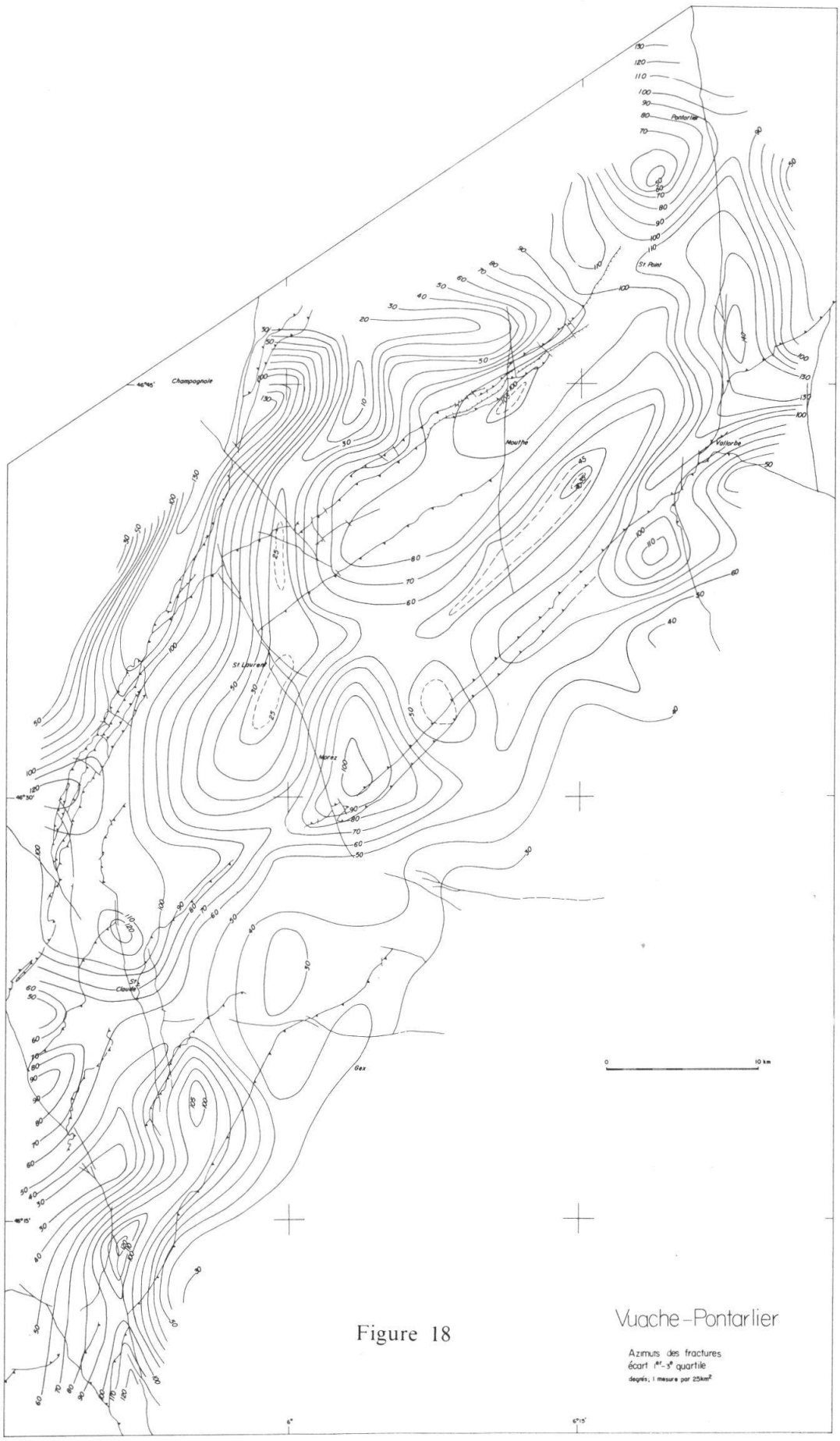

Pontarlier
St Point
Champagnole
Mouthe
Vallorbe
St Laurent
Morez
St Claude
Gex
0
10 km
Vuache-Pontarlier
Azimuts des fractures
écart 1er-3e quartile
degrés; 1 mesure par 25km²

Figure 18

Sur certains grands axes plissés NE-ENE, tels les plis à grand rayon de courbure du Plateau de Nozeroy, le Mont Noir et le Noir Mont, Les Bouchoux, Chalam–Molunes–La Frasse, la première chaîne entre Reculet et Mont Tendre, les fractures parallèles aux axes manquent presque totalement; le contraste de telles régions avec les plis chevauchant vers le SE (Forêt du Prince, Risoux SE) montre bien que l'on a affaire à des objets différents, non synchrones et produits par des mécanismes distincts; le quasi-parallélisme des plis produits par ces deux «phases» est une figure de convergence fortuite.

Densité des fractures (figure 12, p. 398) – La majorité des failles sont des antithétiques sur décrochements et des fractures de cisaillement entre décrochements. Les décrochements eux-mêmes ne correspondent donc en général pas à des régions à fracturation particulièrement dense. Les maxima et minima de fréquence s'alignent selon certaines directions:

- N à NNE; ces alignements peuvent résulter de mouvements sénestres le long d'accidents NE de part et d'autre du territoire étudié, ou enfouis sous lui,
- ESE à SE; alignements vraisemblablement dus à des mouvements sénestres sur failles N à NW,
- NE; en plus des deux bandes anormales signalées plus haut et résultant de structures anciennes, des alignements très fracturés se trouvent aussi dans d'autres régions, par exemple Crêt de la Neige–La Dôle: on est là dans une région complexe, avec chevauchements vers le NW et nombreux accidents latitudinaux dextres.

Quartiles et Médiane des azimuts (figures 13–18) – Les alignements révélés par la fréquence des fractures se retrouvent pour plusieurs des critères étudiés. Certaines cartes mettent bien en évidence les rejets sénestres des décrochements de Pontarlier, de St-Claude et du Vuache, d'autres, plus rares, celui de la faille de Mouthe. Le fait que les décrochements du Vuache, de Forens et de St-Claude se relaient en échelon est montré par plusieurs cartes: la faille du Vuache ne se poursuit donc pas par celle de Molinges. Toutes les cartes (et d'ailleurs aussi les figures 10–12 discutées plus haut) vont à l'encontre de la théorie d'une «nappe» charriée de 30 km; en effet:

- la fracturation n'est pas du tout homogène au sein du domaine qui constituerait la «nappe» supposée; aucun azimut privilégié ne caractérise ce domaine,
- il n'y a aucun contraste entre les fractures du domaine de la «nappe» et celles d'un «autochtone» environnant,
- si les rejets sénestres des décrochements du Vuache, de Forens et de St-Claude sont bien indiqués, ils n'atteignent pas, additionnés, l'ampleur requise par la «nappe»; de plus, ils se relaient, et ne forment pas une ligne continue qui pourrait être un bord de «nappe»,
- le rejet sénestre de la faille Vallorbe–Pontarlier est évident.

IV. Le pourtour de la «nappe»

Bord ouest – Sur la base des travaux de différents auteurs, Aubert (1971) admet que le décrochement du Vuache se poursuit jusqu'à Molinges; cela n'est pas exact; comme l'avait déjà montré Vincienne (1932), la faille du Vuache se suit, après une éclipse due au débordement vers l'W des cœurs anticlinaux du Crêt d'Eau et de la Montagne du Crêt, à travers l'Urgonien presque tabulaire de la Valserine, puis le long de la Sandezane; le long du chemin de la carrière de gypse de Prébasson, les miroirs de failles du décrochement sont parfaitement visibles; plus loin, on retrouve ces miroirs au tunnel marquant le point le plus élevé de la D 48 entre Champfromier et Giron. On pourrait invoquer un raccord Vuache–Molinges indirect, par le décrochement Col du Sac–Forens; mais:

- rien n'indique que cette cassure se poursuive au sud des falaises dominant Longeray et qu'elle rejoigne le décrochement du Vuache; au contraire, la géométrie du Dogger de Longeray (qui est en position renversée) et du Malm calcaire de la crête de Sorgia le dominant à l'W ne suggère aucune cassure; il suffit d'ailleurs de lire les pages 57–62 de Arikan (1964), et d'examiner sa carte et sa planche de profils pour s'apercevoir que les nombreuses failles dessinées correspondent, au mieux, à des suppositions,
- au Col du Sac, il n'y a pas continuité de l'accident du Cirque de Longeray à celui de Forens, mais relai (voir figures 1 et 9 hors-texte),
- l'accident de Forens se continue jusqu'à La Perrière (SSE des Bouchoux) où il se perd en patte d'oie; quelques centaines de mètres à l'Est, près de Cernétrou, il est relayé par un autre accident de même azimut, long de 3 km environ jusqu'à la Burne, où ce dernier accident disparaît sans atteindre le flanc chevauchant de l'anticlinal des Bouchoux: cette faille Cernétrou–La Burne est à son tour relayée, 0,6 km à l'W, par un nouvel accident NNW prenant naissance au sud de la Serra: cette faille constitue le prolongement méridional extrême de l'accident de Molinges.

Il est impensable que ce chapelet de décrochements non continus constitue le bord occidental d'une «nappe». Sur sa figure 1, Aubert (1971) évite une partie des écueils cités ci-dessus; la limite «nappe»/«autochtone» est en effet tracée sur l'accident du Vuache proprement dit, puis au front de la Montagne du Crêt, le long du décrochement de Forens, et enfin sur un autre décrochement, celui de l'Enversy; mais ce schéma est également indéfendable: entre Forens et Champfromier, la Montagne du Crêt ne chevauche pas; entre décrochements de Forens et de l'Enversy, il y a, une fois de plus, solution de continuité, la faille de l'Enversy ne dépassant pas, au sud, le Crêt à la Mya, point où elle se trouve à plus d'un kilomètre à l'E de l'accident de Forens, l'espace entre les deux cassures étant occupé par du Malm et du Crétacé non faillés; dans cette même région, les conséquences paléogéographiques de la conception «nappe» seraient inadmissibles, que l'on limite la «nappe» par la faille de l'Enversy ou par celle de Forens–Les Bouchoux: il faudrait un déplacement de plusieurs dizaines de km entre le Miocène de la

Pesse et celui de la Combe d'Evuaz, la limite facies de plate-forme/facies de mer ouverte du «Séquanien» n'est déplacée que de quelques centaines de mètres par une cassure qui devrait être la limite de la «nappe», etc.

Une autre région où l'on ne parvient pas à comprendre le schéma d'AUBERT, c'est celle des Bouchoux; on aurait là la «nappe» à l'E du décrochement de l'Enversy, et l'«autochtone» à l'W; mais le Malm de cet «autochtone» serait charrié vers l'WNW sur le Crétacé de la nappe, et se poursuivrait vers le SSW au-delà de la faille de Molinges, toujours chevauchant sur du Crétacé, lequel appartiendrait, là, à l'«autochtone».

Front – Des Crozets aux Planches, la chaîne Prénovel–Chaux du Dombief chevauche incontestablement les Plateaux plus externes; ce chevauchement n'a pas partout la même intensité: ainsi, directement à l'E de la cassure de Morillon, sur une distance de 2 km, on n'a qu'un simple étirement, entre Portlandien et Valanginien redressés. Les écailles entre masse chevauchante et Plateaux sont en général normales. A Prénovel, on voit, en plus de chevauchements vers l'WNW, des accidents inverses à regard SE. Au Coupet près des Crozets, nous n'avons pas su retrouver les calcaires d'eau douce et marnes rubéfiées attribués à l'Oligocène par AUBERT (1971), mais seulement des calcaires dolomitiques fins et des calcarénites localement teintées de rouge: aussi bien l'aspect sur le terrain que l'étude au microscope indiquent qu'il s'agit de Portlandien; l'affleurement cité par AUBERT aurait-il été recouvert? A l'est du décrochement de Syam–Les Planches, entre La Perrena et Les Chalesmes, le Crétacé du Plateau de Nozeroy et le Malm du Faisceau helvétique se raccordent tout à fait normalement, sur une distance de 4 km; il y a bien, plus en arrière, au front du Croz Mont, un accident inverse séparant un cœur de Dogger-Argovien d'un flanc de Malm, mais, vers l'WSW, cet accident ne dépasse pas les Grands Epinois; et d'ailleurs, comment envisager que le Malm le plus externe du Faisceau helvétique serait charrié de plusieurs dizaines de km immédiatement à l'W de la cassure Syam–Les Planches, et qu'il serait en place immédiatement à l'E? Notons encore qu'il y a, au sud du Bois du Croz, un accident inverse à regard SE. Tous ces faits parlent en faveur de décollements pelliculaires et de chevauchements de faible amplitude – certains d'ailleurs vers le SE; toute idée de «front de nappe» est exclue.

La région au nord de Rondefontaine a été étudiée en détail, sur le terrain, en photos aériennes et par sismique en vue de l'implantation du forage Laveron n° 1, foré par les sociétés PREPA et Transworld en 1959–1960; l'auteur, alors géologue de Transworld, avait participé à ces levés; il les a repris récemment (figure 19). Des Chalesmes à la route D 19, le Malm de la Haute Joux chevauche le Crétacé-Portlandien du Plateau de Nozeroy, tout montrant que le mouvement est de faible portée; dès la longitude Lambert 891, à la faveur d'un petit décrochement, la faille inverse se transforme en faille normale; cette dernière perd son rejet, et elle disparaît 2 km à l'ENE;

plus loin, le seul accident à regard NW, plus interne, est lui aussi une faille normale. Par contre, il y a deux chevauchements vers le SE, se suivant chacun sur une distance de 8 km; sur une longueur de plus de 4 km, le plus méridional de ces accidents pousse devant lui des écailles de Crétacé. La sismique montre que, au niveau du Keuper, seuls ces chevauchements vers le SE persistent; un simple coup d'œil à la figure 19 convaincra d'ailleurs le lecteur de l'impossibilité qu'il y a, vers Rondefontaine, de tracer un «front de nappe» vers le NW.

Entre décrochements de Mouthe-Rondefontaine et de Pontarlier, le seul endroit où pourrait exister sporadiquement une faille inverse à regard NW est la bordure méridionale du synclinorium de Frasne–Pontarlier; on observe là par endroits une zone étirée, qui ne saurait être un «front de nappe», et qui – la géologie de surface et la sismique dans la région Essavilly n° 1–Laveron n° 1 le prouvent abondamment – ne s'étend pas, vers le SW, au-delà de Bonnevaux. Dans toute la région d'entre failles de Mouthe et de Pontarlier, la majorité des accidents – qu'ils soient inverses ou normaux – est à regard SE.

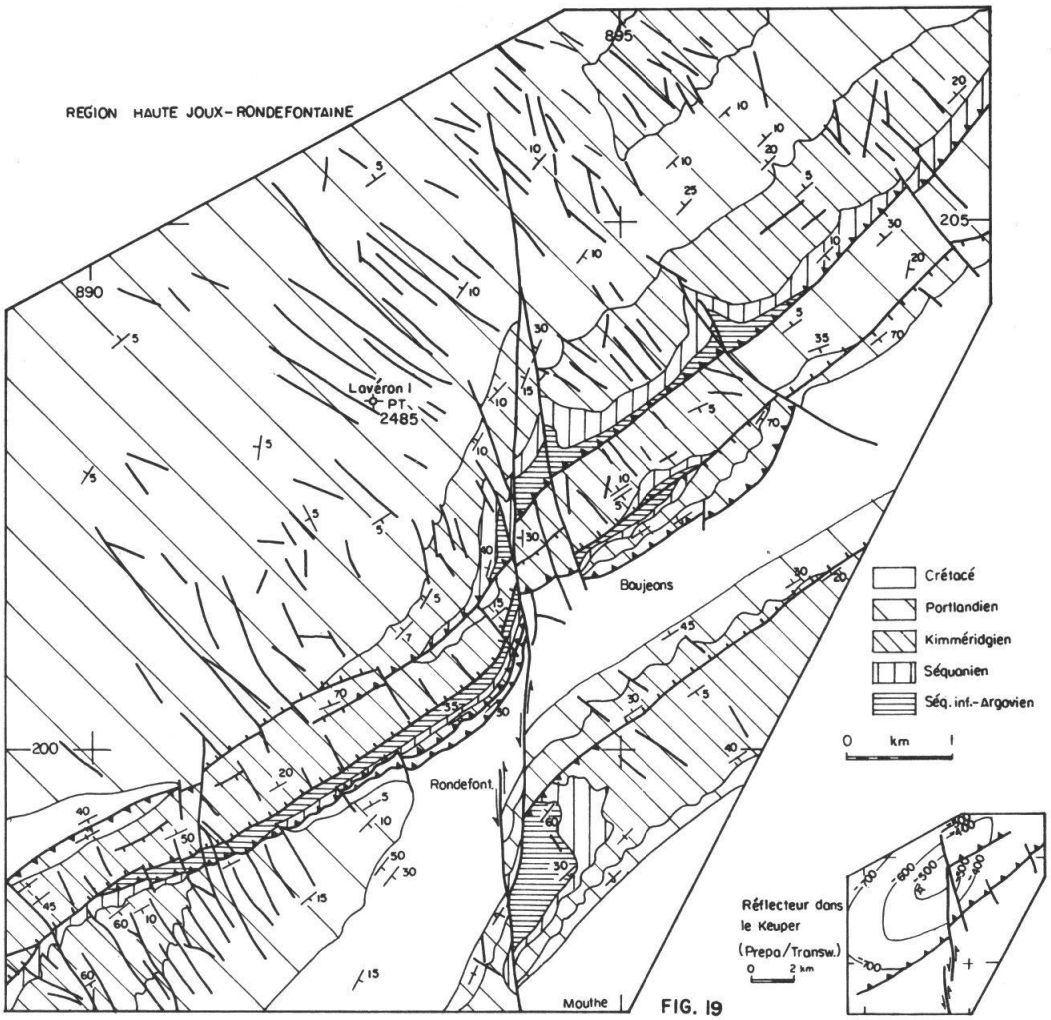


FIG. 19

Bord oriental – Nous avons vu que la paléogéographie du Mésozoïque et du Tertiaire et la fracturation démontrent irréfutablement que l'accident Vallorbe–Pontarlier n'a pas et n'a jamais eu de rejet dextre; il ne peut donc fonctionner comme limite de la «nappe» supposée.

«Enracinement» – Selon AUBERT, la «nappe» s'enracinerait probablement sous la Plaine molassique. Dans le forage Humilly 2, le Trias est en succession tout à fait normale, sans trace de décollement, sans aucune faille; il n'y a pas eu déposition de sel au Muschelkalk, et l'épaisseur du sel du Keuper est relativement faible. Plus près des Alpes, ainsi que le démontre le forage de Faucigny, il n'y a plus de sel, et une partie du Muschelkalk moyen et du Keuper inférieur, évaporitiques dans le Jura, est envahie par les carbonates. Les diagraphies permettent des corrélations lointaines: de Chapeiry à Humilly, de là à Laveron, puis à Essertines, sans aucun plan de décollement. La «nappe» ne peut donc être enracinée sous la Molasse sub-jurassienne, et évidemment pas sous des régions plus internes de la Molasse, où le sel triasique ne s'est pas déposé (RIGASSI, 1977*b*).

V. QUELQUES DÉTAILS

Distribution des masses de la «nappe», fenêtres – Le domaine de la «nappe» supposée présente des plis plus serrés, plus violents, structuralement et topographiquement plus hauts à son bord interne; certains plis sont (AUBERT le notait) remarquablement rectilignes; contre l'accident de Pontarlier, les plis s'infléchissent vers le NNE; certains axes anticlinaux sont arqués, parmi lesquels plusieurs où la concavité de l'arc est vers le NW; les failles inverses à regard SE sont nombreuses à travers toute la «nappe», souvent coupées par des accidents à regard NW. On ne voit pas comment un mécanisme de charriage vers le NW de grande amplitude tiendrait compte de tous ces faits. Selon AUBERT (1971), la «nappe» contraste avec le pays environnant par ses altitudes plus élevées; cela n'est vrai – partiellement – que pour la chaîne la plus interne qui comporte en effet, du Crêt d'Eau au Mont Tendre, plusieurs sommets entre 1600 et 1718 m; mais, bien plus loin au NE, le Chasseron et le Chasseral dépassent 1600 m; dans des chaînons moins internes, le Grand Colombier (1531 m) et le Chalam (1545 m) ont des altitudes comparables, de même que le Risoux (1419 m) et la Tête de Ran (1422 m); vers le «front» de la «nappe», le plus haut sommet (Sorlin) atteint 1237 m, alors que le Grand Taureau culmine à 1327 m. En moyenne, la région d'entre Val de Travers et Doubs est plus haute que les chaînons sis entre le synclinal de Mouthe–Foncine et le «front» de la «nappe». Structuralement, au toit du Dogger, l'«autochtone» est souvent plus haut que la «nappe»: ainsi, la chaîne Suchet–Aiguilles de Baulmes est plus élevée que le Risoux et le Mont Tendre; au nord de Champagnole, le Dogger «autochtone» est, par endroits, structuralement plus haut que celui des chaînons externes de la «nappe». Ni le front, ni les bords de la «nappe» ne corres-

pondent à des lignes de partage des eaux, actuelles ou anciennes. Si l'on tente, sur la base du forage Risoux n° 1 et du front de la «nappe», de dessiner des isohypses du plan de charriage, on voit que celui-ci devrait intersecter la topographie en plusieurs points, telle la vallée de la Bienne jusque bien en amont de St-Claude; or, il n'y a là aucune «fenêtre».

Schistosités – Un charriage voisin de l'horizontale et de l'ampleur postulée par AUBERT aurait induit, dans les séries plastiques (Argovien) des «flow cleavages» voisins de l'horizontale: de telles schistosités n'existent pas; dans les régions à déversement manifeste vers le NW (Prénovel–Chaux du Dombief, Reculet), il y a bien des «flow cleavages» sigmoïdes, mais leur inclinaison moyenne reste comprise entre 70° et 60°, et, rarement, 50°. On ne peut observer, où que ce soit, les schistosités très peu inclinées que l'on voit dans les séries plastiques du Jura externe, chevauchées sur la Bresse. Près des accidents inverses à regard SE (bord SE du Risoux, région au N de Rondefontaine), on voit des schistosités peu inclinées vers le NW, témoignant bien des mouvements vers le SE; elles sont recoupées par un autre réseau plus raide d'une phase plus récente. Un bon exemple de ces schistosités liées à d'anciens mouvements vers le SE est fourni par la figure 4 de CAIRE (1973), prise dans l'Argovien près du chalet Prodon (Risoux); pour comprendre cette figure, il faut savoir que le «Séquanien» surmonte normalement l'Argovien vers le SE, alors qu'au NW l'Argovien repose en position inverse sur du «Séquanien» probablement renversé, et que le banc «m» est le même que le banc «o», le raccord se faisant par un faux synclinal, qui est en fait une tête anticlinale plongeant vers le SE: c'est là l'un des rares endroits (avec le tunnel du Mont d'Or) où le chevauchement du Risoux, tel que nous le concevons, présente un rudiment de flanc renversé.

«Séquanien» de Sous-les-Barres (figure 20) – Deux coupes stratigraphiques (A et B) ont été levées dans la série charriée du Risoux, et une coupe (C) au flanc SE de l'autochtone de la fenêtre; à quoi l'on pourrait ajouter la coupe du Turu (flanc NW de l'autochtone), publiée par MUDRY et ROSENTHAL (1977). Tout essai de corréler ces coupes selon la disposition actuelle des affleurements, c'est-à-dire, du NW au SE: A-Turu-C-B aboutit à un schéma absurde, où l'on passerait d'un domaine récifal à un domaine distal de l'avant-récif, puis à une zone de transition avec la mer ouverte, pour finalement faire retour à une région très proximale de l'avant-récif.

Si l'on replace les coupes dans leur position originelle, on arrive à un schéma cohérent, que l'on peut résumer ainsi:

	Coupe A	*Coupe B*	*Turu*	*Coupe C*
Arrière-récif et récif	68	50	env. 35	12 % de l'épaisseur totale
Avant-récif et mer ouverte	32	50	env. 65	88

Ces coupes permettent d'évaluer le charriage SE du Risoux, en cet endroit, à 3 km environ.

Hydrologie – Au forage de Risoux 1, un essai de couche du Malm calcaire sous le chevauchement principal a donné les résultats suivants:

Test n° 3: 1430–1435,8 m (–80 à –85,8 m), eau douce, pression au fond 120 kg/cm²

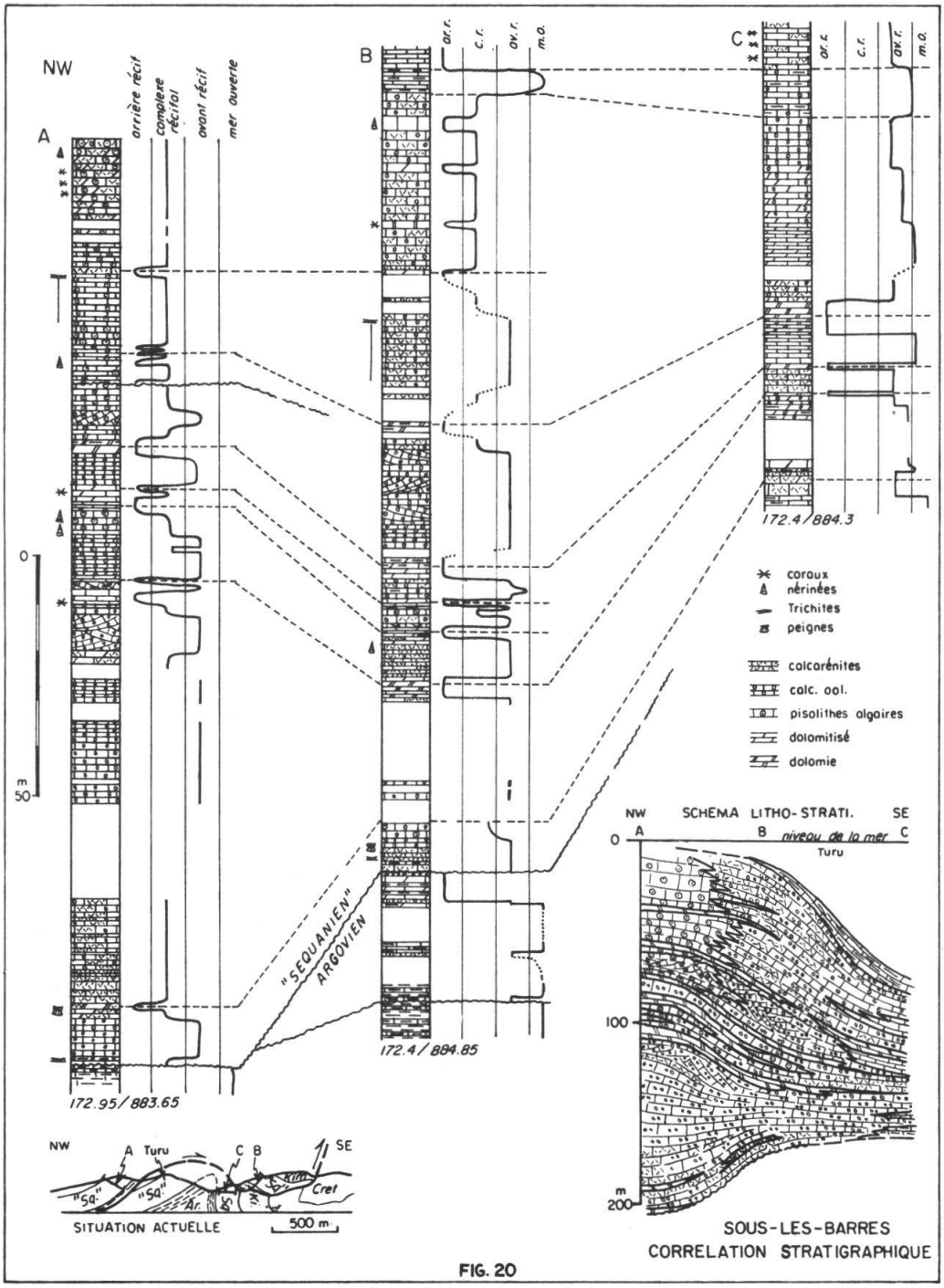


FIG. 20

Le niveau piézométrique de cet aquifère du Malm autochtone est donc à une cote d'environ +1120 m. D'un point de vue dynamique, il est exclu de raccorder cet aquifère au Malm des Plateaux, affleurant à des altitudes inférieures à + 900 m; de plus, la distance trop grande impliquerait des eaux minéralisées; nous savons en effet par différents forages (Humilly 2 et Faucigny pour le Malm calcaire, Laveron, Essavilly, Savoie 106, etc. pour le Dogger) que les eaux deviennent minéralisées (plusieurs g/l) dès une distance de l'ordre de 10 km aux affleurements les plus proches, et franchement minéralisées (plus de 10 g/l) au-delà d'une quinzaine de km. Les eaux du Malm autochtone du Risoux ne peuvent être en relation avec un aquifère moins profond, puisqu'un essai du Dogger, 320,5–533,2 m, montre un niveau piézo à près de + 1350 m. On doit donc mettre l'aquifère profond de Risoux n° 1 en relation avec la fenêtre du Solliat, 3,5 km au SE du forage, où le Malm calcaire affleure à une altitude de 1100 à 1200 m.

VI. Conclusions

Aubert (1971) écrivait: «Un rejet de plus de 25 km devrait déterminer des discontinuités de facies à la hauteur de sa trace.» Nos figures 2 et 4–8 montrent qu'il n'y a pas de telles discontinuités, ni dans le Crétacé, ni dans le Tertiaire. On a vu qu'elles n'existent pas non plus pour le «Séquanien». L'accident du Vuache a bien un rejet sénestre, mais ce rejet n'a pas l'ampleur requise, et l'accident du Vuache ne se poursuit pas jusqu'à Molinges: il meurt au sud de Giron, et les décrochements plus orientaux (Sac-Forens, la Burne, l'Enversy, la Serra-Molinges) ne constituent pas une cassure continue. L'accident de Vallorbe–Pontarlier a – et a toujours eu – un rejet sénestre: il ne peut constituer la limite orientale d'une hypothétique «nappe». L'étude de la fréquence et des azimuts des fractures infirme la théorie du grand charriage au NW: en effet, le domaine supposé charrié est hétérogène, et ne fait en aucune façon contraste avec le prétendu «autochtone» environnant. Différents points de détail vont eux aussi à l'encontre de la théorie de la «nappe».

En conclusion, les faits accumulés depuis 1962 confirment notre interprétation certes grossière d'alors: le Risoux est charrié vers le SE, ce charriage résultant d'une phase ancienne. Il n'y a pas de «nappe» du Risoux à mouvement NW embrassant un vaste panneau d'entre Bellegarde et Pontarlier, telle que la proposait Aubert (1971). Comment le Risoux s'insère-t-il dans l'ensemble jurassien? Quels sont les processus mêmes qui ont façonné le Jura? Nous tentons de proposer une réponse ailleurs (Rigassi, 1977*b*).

En terminant, nous avons le plaisir de remercier les responsables de la «Vaudoise» qui ont eu l'amabilité d'organiser une séance où les résultats de nos travaux récents sur le Risoux ont été présentés, et qui ont bien voulu assurer la publication de ce travail, avec l'appui de l'Institut de géologie de l'Université de Lausanne.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

ARIKAN, Y. 1964. – Etude géologique de la chaîne Grand Credo–Vuache. *Ecl. geol. Helv., 57, 1,* 1–174.

AUBERT, D. 1958. – Sur l'existence d'une ride de plissement oligocène dans le Jura vaudois. *Bull. Soc. neuchât. Sc. nat. 81,* 47–54.

– 1959. – Le décrochement de Pontarlier et l'orogénèse du Jura. *Mém. Soc. vaud. Sc. nat. 12,* 93–152.

– 1971. – Le Risoux, un charriage jurassien de grandes dimensions. *Ecl. geol. Helv. 64, 1,* 151–156.

AYNARD, C. 1977. – Le profil de résistivités, outil de reconnaissance géologique. *Notes et Mém. Cie Fr. Pétroles, 13,* 53–61.

BERGOUGNAN, H. 1969*a*. – Evolution post-oligocène de structures à l'Ouest du décrochement de Morez. *Bull. BRGM, 2, 2,* 45–54.

– 1969*b*. – La structure profonde du Risoux et le décrochement de Morez dans le Jura interne. *Bull. Soc. géol. Fr., 7, XI,* 338–344.

BITTERLI, P. 1972. – Erdölgeologische Forschungen im Jura. *Bull. VSP, 39, 95,* 13–28.

CAIRE, A. 1960. – Problèmes de tectonique et de morphologie jurassiennes. *Livre à la mém. du Pr. Fallot, Soc. géol. Fr., II,* 105–158.

– 1973. – La lenticulation tectonique. Exemples jurassiens. *Ann. Sc. Univ. Besançon, 3, 18,* 299–312.

– 1975. – Les joints obliques à la stratification (clinoclives) et leurs déformations dans les séries calcaires jurassiennes. *Bull. Soc. géol. Fr., 7, XVII, 2,* 231–241.

CHAUVE, P. 1959. – Le Tertiaire du Bief des Lavaux (près de Pontarlier) et ses relations avec la tectonique du Jura. *Bull. Soc. géol. Fr., 7, I, 6,* 611–613.

– 1975. – Guides géologiques régionaux, le Jura. *Masson, Paris.*

GUILLAUME, A. et S. 1969. – Notice explicative, feuille Morez–Bois d'Amont, carte géol. de France au 1/50000e.

GUILLAUME, S., *et al.* 1967. – Observations sur la feuille de St-Claude au 1/50000e. *Bull. Serv. c. geol. Fr., 279,* 345–349.

LAUBSCHER, H.P. 1965. – Ein kinematisches Modell der Jurafaltung. *Ecl. geol. Helv., 58, 1,* 231–318.

LLAC, F. et MEURISSE, M. 1971. – Tectonique de la feuille St-Claude au 1/50000e et de ses abords. *Bull. BRGM, 2, 1, 1,* 53–75.

MUDRY, J. et ROSENTHAL, P. 1977. – La Haute-Chaîne du Jura entre Morez, Saint-Claude et La Pesse (Etude géologique et hydrologique). *Thèse n° 270, Fac. Sc. Univ. Franche-Comté.*

PAVONI, N. 1966. – Kriterien zur Beurteilung der Rolle des Sockels bei der Faltung des Faltenjura. *Etages Tectoniques, Neuchâtel,* 307–314.

RIGASSI, D. 1962. – A propos de la tectonique du Risoux. *Bull. VSP, 29, 76,* 39–50.

– 1977*a*. – Subdivision et datation de la Molasse «d'eau douce inférieure» du Plateau Suisse. *Paleolab News, Genève, 1977, 1.*

– 1977*b*. – Genèse tectonique du Jura: une nouvelle hypothèse. *Paleolab News, Genève, 1977, 2.*

VINCIENNE, H. 1932. – Les décrochements horizontaux dans le Sud du Jura méridional. *CR. Ac. Sc., 194,* 2194.

WEGMANN, E. 1960. – Le Jura plissé dans la perspective des études sur le comportement des socles. *Livre à la mém. du Pr. Fallot, Soc. géol. Fr., II,* 99–104.

– 1961. – Anatomie comparée des hypothèses sur les plissements de couverture (Jura plissé). *Bull. Géol. Univ. Uppsala, XL,* 169–182.

ZUFFEREY, J.A. 1973. – Etude géologique de la région Mont Fier–Les Arcets. *Diplôme géol. Univ. Genève* (non publié).

Manuscrit reçu le 10 août 1977.