



Cinématique des nappes superficielles et profondes dans une chaîne de collision.

Olivier Merle

► To cite this version:

Olivier Merle. Cinématique des nappes superficielles et profondes dans une chaîne de collision.. Tectonique. Université Rennes 1, 1990. tel-00656020

HAL Id: tel-00656020

<https://theses.hal.science/tel-00656020>

Submitted on 3 Jan 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

O. MERLE

ISSN 0755-978X

ISBN 2-905532-36-X

cinématique des nappes
superficielles et profondes
dans
une chaîne de collision

EXEMPLE DES ALPES CENTRALES

MEMOIRES ET DOCUMENTS

du Centre Armoricaïn

n° 37

d'Etude Structurale

des Socles

Rennes 1990



**MEMOIRES ET DOCUMENTS
DU
CENTRE ARMORICAIN D'ETUDE STRUCTURALE DES SOCLES**

N°37

O. MERLE

**Cinématique des nappes superficielles
et profondes dans une chaîne de collision.**

**Diplôme d'Habilitation à diriger des Recherches
soutenu à l'Université de Rennes I.
le 16 Mars 1990.**

**Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
LP CNRS n°4661
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
F-35042 - RENNES Cédex
(France)**

1990

ISSN : 0755-978 X

ISBN : 2-905532-36-X

1990

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles

LP CNRS n°4661

Université de Rennes I - Campus de Beaulieu

F-35042 - RENNES Cédex (France)

O. MERLE (1990).

**Cinématique des nappes superficielles et profondes dans une
chaîne de collision.**

Mém. Docum. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes, 37 ; 280 p.

CINEMATIQUE DES NAPPES SUPERFICIELLES ET PROFONDES DANS UNE CHAÎNE DE COLLISION

Avant-propos

PREMIERE PARTIE: La déformation interne dans les nappes superficielles

- I.1 Le concept de nappe: historique et problématique.
- I.2 L'approche mécanique de la mise en place des nappes.
- I.3 L'approche cinématique: la déformation produite pendant le déplacement.
- I.4 Les expériences: choix des matériaux et conditions de similitude.
- I.5 L'étalement gravitaire: modèles expérimentaux 2D et 3D.
- I.6 Le glissement-étalement: modèles expérimentaux 2D.
- I.7 L'extrusion-étalement: modèles expérimentaux 3D.
- I.8 Plissement cinématique dans les étalements gravitaires.
- I.9 La compression arrière: modèles expérimentaux 2D.
- I.10 Conclusion.

Annexes

- 1. Déplacement et déformation des nappes superficielles
- 2. Strain models within spreading nappes.
- 3. Strain pattern in models of spreading-gliding nappes.
- 4. Pattern of stretch trajectories and strain rate within spreading-gliding nappes.
- 5. Extrusion and radial spreading beyond a closing channel.
- 6. Experiments on folding in spreading-gliding nappes.
- 7. The curved translation path of the Parpaillon nappe.

DEUXIEME PARTIE: Cinématique des nappes profondes dans une chaîne de collision: exemple des Alpes centrales.

- II.1 La géométrie des structures et les données géophysiques.
- II.2 Le métamorphisme et les données géochronologiques.
- II.3 La chronologie des déformations dans les nappes penniques.
 - II.3.1 Les déformations à haute température.
 - II.3.2 Les déformations rétrogrades.
 - II.3.3 Le rétroplissement ("backfolding").
 - II.3.4 L'interprétation chronologique.
- II.4 L'interprétation cinématique des déformations tertiaires.
 - II.4.1 Le modèle mécanique.
 - II.4.2 La modélisation analogique.
 - II.4.3 La formation du dôme Lépontin.
 - II.4.4 Conclusion.
- II.5 Synopsis des déformations de l'arc alpin.

Annexes

- 8. Tertiary kinematics in the Lepontine Dome.
- 9. Post-amphibolitic westward thrusting and fold vergence in the Ticino domain.
- 10. Histoire de la déformation dans les Alpes Lépointines occidentales.
- 11. Kinematics of the northern part of the Simplon line.
- 12. Déformation et métamorphisme dans la région du Simplon.
- 13. The building of the Swiss Central Alps: an experimental approach.

[illegible]

10
 11
 12
 13
 14
 15
 16
 17
 18
 19
 20
 21
 22
 23
 24
 25
 26
 27
 28
 29
 30
 31
 32
 33
 34
 35
 36
 37
 38
 39
 40
 41
 42
 43
 44
 45
 46
 47
 48
 49
 50
 51
 52
 53
 54
 55
 56
 57
 58
 59
 60
 61
 62
 63
 64
 65
 66
 67
 68
 69
 70
 71
 72
 73
 74
 75
 76
 77
 78
 79
 80
 81
 82
 83
 84
 85
 86
 87
 88
 89
 90
 91
 92
 93
 94
 95
 96
 97
 98
 99
 100
 101
 102
 103
 104
 105
 106
 107
 108
 109
 110
 111
 112
 113
 114
 115
 116
 117
 118
 119
 120
 121
 122
 123
 124
 125
 126
 127
 128
 129
 130
 131
 132
 133
 134
 135
 136
 137
 138
 139
 140
 141
 142
 143
 144
 145
 146
 147
 148
 149
 150
 151
 152
 153
 154
 155
 156
 157
 158
 159
 160
 161
 162
 163
 164
 165
 166
 167
 168
 169
 170
 171
 172
 173
 174
 175
 176
 177
 178
 179
 180
 181
 182
 183
 184
 185
 186
 187
 188
 189
 190
 191
 192
 193
 194
 195
 196
 197
 198
 199
 200
 201
 202
 203
 204
 205
 206
 207
 208
 209
 210
 211
 212
 213
 214
 215
 216
 217
 218
 219
 220
 221
 222
 223
 224
 225
 226
 227
 228
 229
 230
 231
 232
 233
 234
 235
 236
 237
 238
 239
 240
 241
 242
 243
 244
 245
 246
 247
 248
 249
 250
 251
 252
 253
 254
 255
 256
 257
 258
 259
 260
 261
 262
 263
 264
 265
 266
 267
 268
 269
 270
 271
 272
 273
 274
 275
 276
 277
 278
 279
 280
 281
 282
 283
 284
 285
 286
 287
 288
 289
 290
 291
 292
 293
 294
 295
 296
 297
 298
 299
 300
 301
 302
 303
 304
 305
 306
 307
 308
 309
 310
 311
 312
 313
 314
 315
 316
 317
 318
 319
 320
 321
 322
 323
 324
 325
 326
 327
 328
 329
 330
 331
 332
 333
 334
 335
 336
 337
 338
 339
 340
 341
 342
 343
 344
 345
 346
 347
 348
 349
 350
 351
 352
 353
 354
 355
 356
 357
 358
 359
 360
 361
 362
 363
 364
 365
 366
 367
 368
 369
 370
 371
 372
 373
 374
 375
 376
 377
 378
 379
 380
 381
 382
 383
 384
 385
 386
 387
 388
 389
 390
 391
 392
 393
 394
 395
 396
 397
 398
 399
 400
 401
 402
 403
 404
 405
 406
 407
 408
 409
 410
 411
 412
 413
 414
 415
 416
 417
 418
 419
 420
 421
 422
 423
 424
 425
 426
 427
 428
 429
 430
 431
 432
 433
 434
 435
 436
 437
 438
 439
 440
 441
 442
 443
 444
 445
 446
 447
 448
 449
 450
 451
 452
 453
 454
 455
 456
 457
 458
 459
 460
 461
 462
 463
 464
 465
 466
 467
 468
 469
 470
 471
 472
 473
 474
 475
 476
 477
 478
 479
 480
 481
 482
 483
 484
 485
 486
 487
 488
 489
 490
 491
 492
 493
 494
 495
 496
 497
 498
 499
 500
 501
 502
 503
 504
 505
 506
 507
 508
 509
 510
 511
 512
 513
 514
 515
 516
 517
 518
 519
 520
 521
 522
 523
 524
 525
 526
 527
 528
 529
 530
 531
 532

100
—
100
100
100
100

100

10

10

AVANT PROPOS

Ce mémoire de thèse, présenté pour l'obtention du diplôme d'habilitation à diriger des recherches, couvre la presque totalité de mon travail depuis mon insertion dans l'équipe de géologie structurale de Rennes en tant que chercheur 3ème cycle (1979). Le déroulement "historico-scientifique" de mes recherches est résumé dans un document de synthèse, où les grands objectifs du travail sont discutés, tant du point de vue méthodologique que du point de vue des résultats les plus significatifs. Ce mémoire, à l'inverse, tente de serrer au plus près les résultats concrets que la méthodologie choisie a permis de dégager au fil des années.

L'étude structurale des nappes, l'une des structures géologiques les plus représentées dans les chaînes de montagne, est si vaste, qu'il convenait de délimiter très précisément une méthodologie adéquate et d'explorer systématiquement ses possibilités. Il a été décidé de se limiter, dans un premier temps, à l'étude des nappes superficielles (dont les résultats constituent la première partie de ce mémoire). Ainsi, on a mené de front une approche expérimentale du champ de déformation finie et incrémentale des nappes, et une approche de terrain comprenant l'étude de la plus grande nappe superficielle des Alpes occidentales (la nappe du Parpaillon). Ces deux approches sont indissociables, elles se combinent et se questionnent mutuellement pour déboucher sur une synthèse théorique de la déformation interne dans les nappes superficielles (partie I de ce mémoire).

L'étude de la déformation interne associée à la mise en place des nappes profondes est plus délicate dans la mesure où les conditions P-T varient fortement au cours du temps, modifiant ainsi les propriétés rhéologiques des roches et donc les mécanismes de mise en place. Il était plus adéquat de mener une étude à grande échelle sur une portion significative et relativement homogène (du point de vue des structures rencontrées et du métamorphisme) d'une chaîne de collision. Les résultats de cette étude de terrain ne permettent pas de reconstituer les mécanismes de mise en place de chaque unité car la température élevée a effacé l'histoire initiale de ces charriages, mais aussi parce que l'histoire tardive est caractérisée par un plissement de tout l'édifice de nappes. Il apparaît donc difficile dans les domaines profonds de trouver des objets

d'étude bien définis et clairement analysables car ceux-ci sont trop tributaires de l'évolution tectono-métamorphique généralement complexe de la chaîne.

En revanche, l'étude à grande échelle des champs de déformation et du métamorphisme associé à chaque déformation, si elle est confrontée aux données géochronologiques, permet une interprétation cinématique de l'histoire de la chaîne. On touche ici à l'une des différences les plus significatives entre les domaines profonds et superficiels: les domaines profonds présentent le plus souvent un champ de déformation assez cohérent dont l'étude autorise des interprétations cinématiques à l'échelle des plaques en présence, tandis que les domaines superficiels ont des histoires plus anecdotiques et présentent des champs de déformations qui peuvent être totalement différents d'une unité à l'autre.

Les deux parties de ce mémoire sont constituées d'une synthèse qui résume de manière homogène les résultats obtenus et développe un certain nombre de points inédits. Chaque synthèse est suivie d'une série d'annexes qui correspondent aux publications rédigées depuis 1984. J'ai volontairement écarté de ce mémoire, par souci de cohérence, les travaux et les publications qui s'éloignaient trop du thème principal de ces années de thèse.

I

LA DEFORMATION INTERNE DANS LES NAPPES SUPERFICIELLES

I.1 Le concept de nappe: historique et problématique.

Le concept de nappe de charriage s'imposa difficilement mais définitivement en 1902 (exposé de Lugeon à la Société Géologique de France), plus de 15 ans après sa formulation initiale (Bertrand, 1884; Tonnebohrn, 1888; Schardt, 1898) (*). Les résistances de l'époque, très violentes, s'expliquent par le côté invraisemblable des déplacements horizontaux postulés, estimés de l'ordre de la centaine de kilomètres par les pionniers de cette découverte. La position adverse consistait à refuser la notion de nappe, non pas sur la base des arguments stratigraphiques et paléontologiques développés par les promoteurs du nouveau concept, mais sur la base de l'impossibilité mécanique de réaliser de telles translations (e.g. Reade, 1908). Les connaissances de l'époque sur la nature des forces mises en jeu lors des orogénèses ne permettaient pas de proposer une hypothèse décisive expliquant le moteur des déplacements observés. Et lorsque les résistances initiales sont définitivement vaincues en 1902, la question de l'origine et du mécanisme de ces charriages n'en est pas pour autant résolue. Dès lors, l'histoire des nappes s'est confondue avec le problème de leur mécanisme de mise en place. Les géologues ont systématiquement recherché une explication du phénomène dans les théories du moment sur la formation des chaînes de montagnes, et le mécanisme en vogue devint tributaire de l'évolution des idées dans ce domaine.

Dès l'origine, deux mécanismes antagonistes de mise en place des nappes sont proposés (a) des glissements sous l'influence de la gravité le long d'une pente basale (Schardt, 1898) et (b) des déplacements sous l'action de forces horizontales appliquées à l'arrière du matériel rocheux (Bertrand, 1884; Lugeon, 1902). Par ailleurs, les nombreuses théories sur la formation des chaînes de montagne peuvent être réunies en 2 groupes principaux: (a) les théories mobilistes qui mettent l'accent sur les mouvements horizontaux à la surface du globe et (b) les théories fixistes qui, à l'inverse, insistent sur la prépondérance des mouvements verticaux enregistrés par l'écorce terrestre. Le lien entre ces deux dichotomies est évident. Les théories horizontalistes procurent des arguments aux tenants de la mise en place par compression, tandis que les théories verticalistes renforcent le camp des partisans de charriages sous l'influence de la gravité. Ainsi, les géologues travaillant sur les nappes se sont très souvent laissés enfermer dans ce qui est un faux débat et ont, dans la plupart des cas, suivi le développement des théories orogéniques pour argumenter leurs modèles favoris de mise en place des nappes.

(*) Lire l'historique de Masson (1976) pour un aperçu des enjeux de cette longue bataille scientifique.

En revanche, les géologues-physiciens qui abordent l'étude des nappes sous l'angle de l'analyse mécanique ne sont pas tombés dans ce travers, et leurs études tentent d'argumenter un modèle (préconçu) sur la seule base, supposée "objective", de la mécanique, sans référence au mécanisme global de l'orogénèse. De fait, les études des mécaniciens se développèrent plus linéairement (et plus positivement?), même si les solutions proposées ont parfois paru quelque peu contradictoires (e.g. Smolukowski, 1909; Goguel, 1948; Hubbert and Rubey, 1959; Hsu, 1969; Kehle, 1970; Elliott, 1976; Chapple, 1978; Mugnier, 1984).

Du côté des géologues, au contraire, l'argument principal en faveur d'un modèle est donc assez indirect, et il est possible de distinguer 3 grandes périodes où le modèle en vogue apparaît comme une simple conséquence de la théorie orogénique dominante. Donnons brièvement les caractéristiques principales de ces 3 périodes.

A. De la découverte des nappes (1884) jusqu'à 1930. Deux théories orogéniques majeures dominent successivement cette période. La première, principalement développée par un géologue d'origine autrichienne (E. Suess, 1883), suppose que la terre est en refroidissement permanent et qu'elle se contracte régulièrement sous l'effet de cette perte de chaleur. Cette contraction est à l'origine de mouvements horizontaux de l'écorce terrestre (devenue trop grande) qui provoquent les orogénèses et la surrection des chaînes de montagnes. Pour tous les géologues (à l'exception de Schardt) qui défendent à l'époque le nouveau concept de nappe de charriage, ce sont ces mouvements horizontaux et les compressions tangentielles associées qui sont à l'origine des charriages (Bertrand, 1884; Lugeon, 1902; Heim, 1908; Termier, 1906). Lorsque, plus tard, Wegener (1912) propose l'extraordinaire hypothèse de la dérive des continents, la plupart des géologues exploite cette théorie mobiliste dans le même sens. Les nappes sont la conséquence des grands déplacements horizontaux des continents à la surface du globe, les forces mises en jeu sont gigantesques et expliquent les charriages observés (Argand, 1916 et 1924; Staub, 1924; Termier, 1929).

B. 1930-1965. La théorie de Wegener ne peut malheureusement s'affirmer en raison de l'opposition quasi-générale des géophysiciens. Le champ est libre pour de nouvelles théories, fort diverses, mais qui sont toutes (peut être en raison de l'échec relatif de Wegener) des théories verticalistes ou fixistes (Haarman, 1930; Van Bemmelen, 1933; Belousov, 1962). La plus en vogue, à la suite de l'hypothèse des courants convectifs à l'intérieur de la terre (Holmes, 1933), est celle de la succion et de la déformation de la fosse géosynclinale entre deux cellules de convection (Griggs, 1939; Umbgrove, 1948). Cette période correspond au grand triomphe des théories gravitaires, sous l'influence des écoles française (Grenoble), suisse (Lausanne) et italienne. Les nappes s'écoulent par gravité sur les flancs d'une intumescence (ou géotumeur) résultant des mouvements verticaux enregistrés par le géosynclinal (e.g. Schneegans, 1938; Lugeon et Gagnebin, 1941; Dal Piaz, 1942; Lugeon, 1943; Aubert, 1945; Trévisan, 1946; Moret, 1950). Le rôle moteur de la gravité dans le déplacement des nappes est la conséquence des mouvements verticaux. L'écoulement par gravité (et son cortège d'implications sur le comportement des roches au cours d'une déformation) devient l'un des axes principaux

de recherche. Des analogies stimulantes sont faites avec le mouvement des glaciers; et l'influence du facteur temps sur la rhéologie des roches est progressivement assimilée par la communauté géologique (Chamberlin, 1928; Maillet et Pavans de Ceccaty, 1937, Gignoux, 1948).

Il faut remarquer que certains géologues, tel Lugeon, jusqu'alors défenseur de la compression, deviennent des partisans inconditionnels de la gravité. De telles conversions, au gré des modes théoriques, pourraient prêter à sourire et à s'interroger sur les fondements et la fermeté des concepts scientifiques. On aurait tort. Pour Lugeon, par exemple, ces évolutions conceptuelles, déterminées de l'extérieur par l'évolution historique de la géologie, lui permettent de participer pleinement au renouvellement théorique du problème de la mise en place des nappes et on lui doit, au cours de cette période, la définition de nouveaux concepts très importants tels que celui de la diverticulation. Et s'il est vrai que chaque science évolue toujours au sein d'un paradigme global, historiquement destiné à être remplacé (tôt ou tard!) par un autre meilleur (Kuhn, 1962), c'est parce que le nouveau paradigme renouvelle le champ d'investigation de la discipline et permet d'éclairer des points obscurs, inexplicables dans le cadre de l'ancien paradigme. A ce titre, les théories verticalistes ont permis une formidable avancée dans la connaissance de la mise en place des nappes.

C. 1965-1975. Vers la fin des années 60, les sciences de la terre connaissent l'une des ruptures épistémologiques les plus importantes de leur histoire. Des données géophysiques nouvelles sur l'âge et le paléomagnétisme de la croûte océanique sont brusquement synthétisées par plusieurs auteurs, qui élaborent, avec une étonnante rapidité (sans doute en raison de l'héritage laissé par Wegener), la théorie de la tectonique des plaques (e.g. Vine and Matthews, 1963; Isacks et al., 1968; Le Pichon, 1968; Morgan, 1968). Le degré de fécondité de ce nouveau schéma global est tel, qu'il est adopté presque immédiatement (et avec enthousiasme) par l'ensemble de la communauté géologique. Pour les nappes, c'est le déclin des théories gravitaires, car la tectonique des plaques, théorie mobiliste, remet à l'honneur les conceptions d'Argand sur la formation des chaînes de montagnes.

Si les prophétiques reconstructions d'Argand sont autant admirées par les géologues actuels, c'est avant tout parce que les conceptions de ces derniers sont profondément enracinées dans le paradigme de la tectonique des plaques. Cette admiration illustre à merveille le fait que l' "on attribue aux scientifiques d'autrefois d'autant plus de mérites que leurs théories sont proches de nos conceptions actuelles" (Gould, 1988, p. 243).

Parallèlement, des progrès spectaculaires sont effectués dans la connaissance et l'analyse qualitative et quantitative de la déformation interne (Ramsay, 1967). Ce dernier point a des résonances importantes sur l'alternative gravité-compression, car il recoupe un autre débat de la période précédente, débat qui s'articulait sur une opposition schistosité-gravité. Pour les auteurs de la période précédente, l'absence de déformation interne, et donc de schistosité, est un argument déterminant pour mettre en évidence le rôle moteur de la gravité (Gignoux, 1948, p. 5 et 6). C'est effectivement un argument, mais est-ce démontrer pour autant que la gravité et la schistosité sont

incompatible? Or, cet argument, développé par les partisans du rôle de la gravité se retourne contre eux durant cette troisième période. Les études analytiques récentes sur la déformation interne des roches servent de support pour nier l'intervention de la gravité. On peut en effet montrer que certains exemples classiques de nappes gravitaires, tels les flyschs à helminthoïdes (Schneegans, 1938, Debelmas and Kerckhove, 1973), considérés sans la moindre déformation interne (Gignoux, 1948, p. 6), sont affectés par une déformation interne loin d'être négligeable (Annexe 7). En fait, cette problématique n'en est pas une, et peut être contestée doublement. Sur un plan théorique d'abord: il n'y a rien dans la théorie de la déformation qui permette d'opposer schistosité et gravité. La schistosité se développe dans un matériel lorsqu'il se déforme ductilement. Les conditions de la déformation ductile ne sont liées, ni aux types des forces (de volume ou de surface) ni au mécanisme global de la déformation (distension, compression, ...). Sur un plan plus géologique ensuite: la schistosité de pression-solution se développe dans des conditions épimétamorphiques, et toutes les forces naturelles, même les plus faibles, sont susceptibles de provoquer cette déformation puisque qu'aucun seuil de contrainte n'a jamais été mis en évidence (Gratier, 1984). C'est la marque d'une déformation extrêmement lente, produite à l'échelle du million d'années, qui peut se contenter de contraintes extrêmement faibles égales à 0.1Mpa (1 bar) (Rutter, 1976; Gratier, 1984). Enfin, les processus de dissolution-cristallisation de la pression solution apparaissent durant la diagenèse sous forme de stylolithes (à moins de 30 mètres de profondeur, Sellier, 1979), et personne ne peut contester que ce phénomène est dû à la gravité. Cette fausse problématique, héritée de débats anciens, est maintenant dépassée, mais elle resurgit parfois, sporadiquement, car elle répond à une perception intuitive (mais fausse) de la réalité: la difficulté à concevoir les roches (si dures apparemment!) se déformant sous la seule action de la gravité (mais à l'échelle de la dizaine de millions d'années).

Cette résistance est plus psychologique que scientifique ainsi que le pensait Maurice Gignoux dès 1948: "Au fond, ce qui empêche beaucoup de géologues de se rallier à la théorie de l'écoulement par gravité, c'est leur répugnance instinctive à admettre que les roches solides puissent couler comme des liquides".

Cette troisième période est courte pour deux raisons. D'abord, parce que la transposition soudaine, en géologie, du modèle de l'étalement gravitaire (Price, 1973; Elliott, 1976), emprunté aux glaciologues (Nye, 1952), balaye beaucoup d'objections généralement faites au mécanisme de mise en place par gravité (en particulier le sempiternel problème de la pente basale, Cf Lemoine, 1973). Ensuite, parce que des tests sont développés, utilisant la méthode des champs de déformation, pour argumenter et défendre, sur des bases plus objectives, les différents modèles possibles (e.g. Choukroune and Seguret, 1973).

C'est cette dernière approche qui est la ligne directrice de la première partie de ce mémoire. Mon propos n'est pas de privilégier un modèle par rapport à d'autres. J'ai voulu d'abord synthétiser et regrouper les principaux mécanismes géologiquement réalistes, et déterminer ensuite leur champ de déformation afin de les reconnaître dans

leur environnement naturel. La méthodologie utilisée, expérimentale, vise en dernière instance à des conclusions concrètes, directement applicable sur le terrain. La comparaison entre les modèles théoriques et les exemples naturels mesure d'autre part toute la distance qui sépare l'approche théorique et les observations de terrain: les conditions aux limites, très variables, influencent fortement le champ de déformation. La difficulté est donc de dégager les invariants qui permettent de comparer utilement les cas théoriques et les cas naturels.

I.2. L'approche mécanique de la mise en place des nappes.

L'étude mécanique de la mise en place des nappes a commencé avec leur découverte à la fin du siècle dernier (Bertrand, 1889; Schardt, 1898; Lugeon, 1902). La courte note de l'autrichien Smolukowski (1909) a d'emblée posé un problème sur lequel se sont articulées toutes les recherches postérieures: d'une part les nappes sont trop fines par rapport à leur superficie pour être déplacées "en bloc" par une force appliquée à l'arrière, d'autre part l'angle observé sur le terrain entre la surface basale et l'horizontale paraît souvent trop faible pour que la gravité soit à l'origine d'un glissement. Cette analyse mécanique, mal comprise par la communauté géologique de l'époque, et qui semble rejeter autant la mise en place par gravité que celle par compression, est à l'origine d'un nombre élevé de modèles mécaniques qui tentent de promouvoir et d'argumenter, à l'aide d'hypothèses ad hoc, un modèle gravitaire, ou compressif, universel.

Dans son analyse mécanique de 1909, Smolukowski considère les nappes comme des corps rigides et indéformables. Sa conclusion, apparemment négative, n'est pas un rejet du concept alors récent (et encore très contesté) de nappe de charriage. Bien au contraire, il insiste sur la nécessité de prendre en compte un comportement rhéologique visqueux, et le facteur temps, fondamental en géologie. "...then the law of viscous liquid friction will come into play, instead of the friction of solids; therefore any force, however small, will succeed in moving the block. Its velocity may be small..., but in geology we have plenty of time; there is no hurry". Cette intuition profonde n'eut malheureusement aucun écho chez ses contemporains (à l'exception des remarquables expériences de Sollas, 1906).

On connaît encore peu de choses sur la rhéologie des roches et cette incertitude constitue, pour les études mécaniques, une marge de manoeuvre suffisante pour proposer des modèles ayant des hypothèses radicalement différentes sur le comportement rhéologique des roches pendant le charriage. Ces modèles mécaniques (résumés dans l'annexe 1) sont, dans la plupart des cas, opposés à d'autres modèles supposés antagonistes (Cf à titre d'exemple le débat entre le modèle d'Elliott (1976) et celui de Chapple (1978)).

En réalité, ces querelles scientifiques sont sans objet, car il n'est plus question de nier, ni la possibilité de mise en place par compression, ni la possibilité de mise en place sous l'influence des forces gravitaires. Les variations de géométrie ou de rhéologie,

supposées par les mécaniciens, peuvent être retrouvées dans la nature, tant il est vrai que chaque nappe est un cas particulier avec sa spécificité propre.

Si l'on tente de dégager les modèles majeurs, correspondant à des mécanismes de mise en place distincts, il est possible de résumer l'ensemble des travaux des mécaniciens par quatre modèles mécaniques, les autres modèles étant soit des cas particuliers, soit des combinaisons de ces quatre modèles (Fig. 1).

1. Le glissement rigide. Il s'agit d'un glissement gravitaire qui s'effectue le long d'une pente basale favorable. Le déplacement est discontinu grâce à une rupture à la base du matériel rocheux, sans qu'il y ait de déformation interne dans la masse en mouvement. Cette faille basale peut se former par fracturation hydraulique (Cf Hubbert and Rubbey, 1959; Masson, 1972).

2. Le glissement visqueux. Les conditions géométriques sont identiques au glissement rigide mais le déplacement est continu, permis par l'écoulement de la nappe (ou d'une couche basale à faible viscosité) parallèlement à la surface basale (Cf Goguel, 1948; Hsu, 1969; Kehle, 1970). Dans ce modèle, l'épaisseur de la nappe reste constante et le déplacement s'effectue par un cisaillement simple parallèle à la surface basale.

3. L'étalement visqueux. Le glissement, rigide ou visqueux, le long d'une pente basale favorable n'est pas la seule possibilité permise par la gravité. C'est en effet la pente de la surface sommitale, et non une hypothétique pente basale, qui détermine le mouvement de la matière tendant vers un équilibre gravitaire, lorsque celle-ci peut fluer sous son propre poids. On a alors un raccourcissement vertical dû au poids de la nappe et, corrélativement, puisque le matériel est incompressible, un allongement horizontal qui constitue le mouvement de la nappe (Cf Bucher, 1956; Elliott, 1976 a et b; Ramberg, 1977).

4. La compression arrière. Ce modèle non gravitaire implique des contraintes horizontales appliquées à l'arrière de la nappe et une translation sur une surface plus ou moins horizontale. Dans tous les cas, ce modèle nécessite la présence d'une couche basale à faible viscosité, telle que du gypse ou des schistes noirs (Cf Chapple, 1978).

Ces quatre modèles mécaniques constituent une base solide pour entreprendre l'étude de la déformation dans les nappes. Chaque modèle possède un champ de déformation spécifique qui peut, sur le terrain, être mis en évidence par une simple étude géométrique. Ces critères de terrain, qui servent de tests pour valider un modèle mécanique, sont décrits en détail dans l'annexe 1.

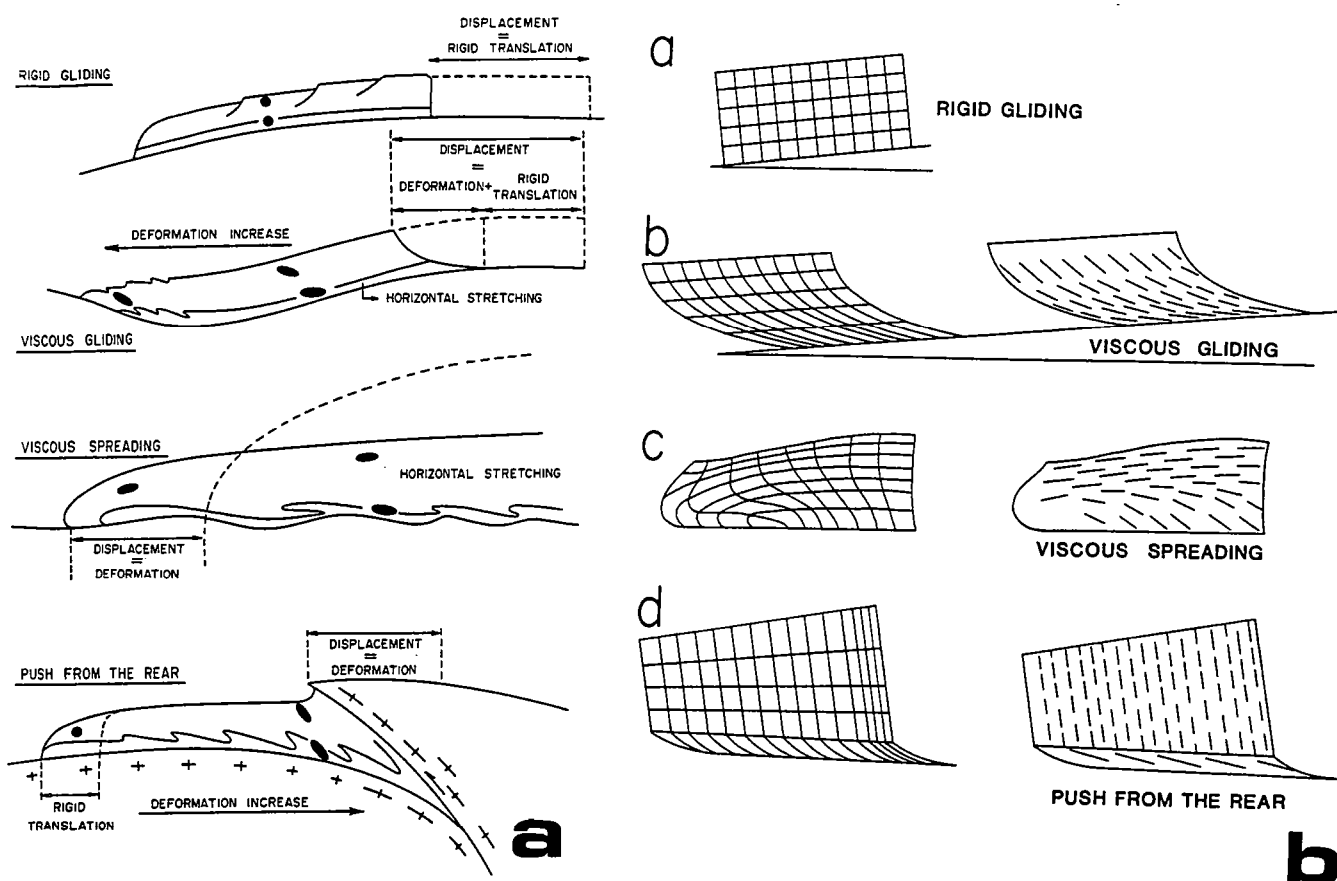


Fig. I.1. Les 4 modèles mécaniques de mise en place des nappes superficielles. a) Représentation schématique des nappes dans leur environnement naturel: caractéristiques principales de la déformation. b) Grilles déformées et étirements correspondants pour chacun des 4 modèles. Etirements = allure de la schistosité en coupe (modèles 2D).

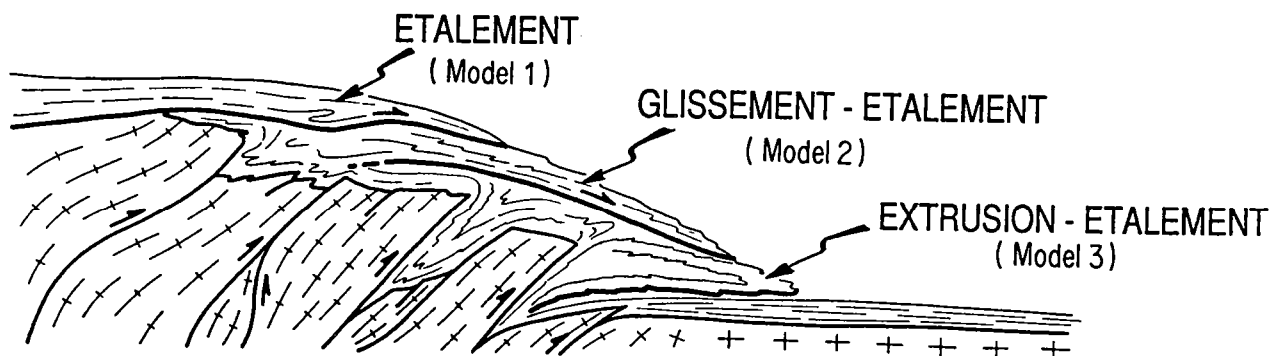


Fig. I.2. Représentation schématique des 3 modèles d'étalement gravitaire dans leur environnement naturel.

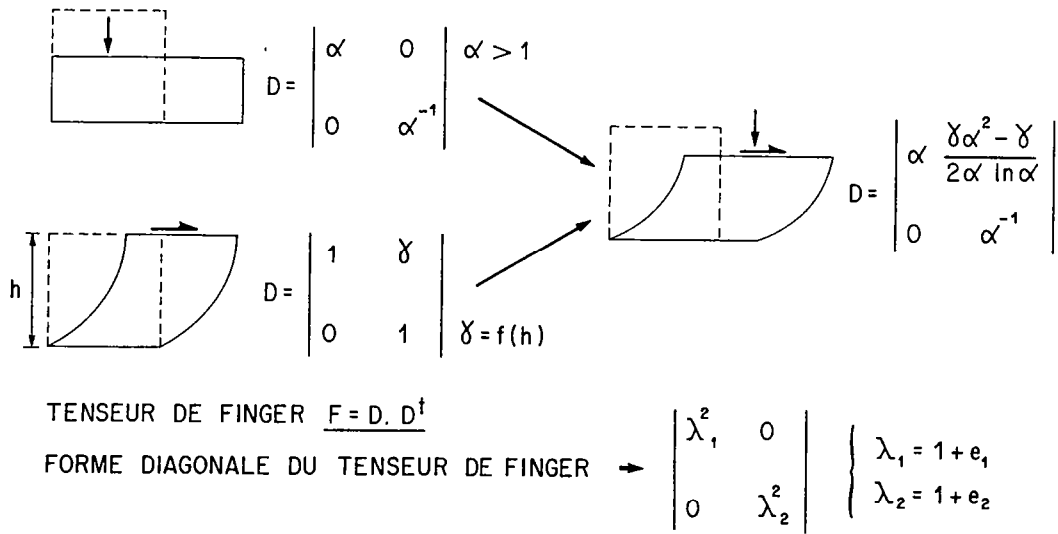


Fig. I.3. Modèles bidimensionnels: décomposition en 2 composantes (α et τ) de la déformation interne dans les étalements gravitaires. Le tenseur de la déformation (D) correspond à la combinaison simultanée de ces deux composantes. Le tenseur de Finger ($D \cdot D^t$) permet de calculer les différents paramètres de l'ellipsoïde de déformation.

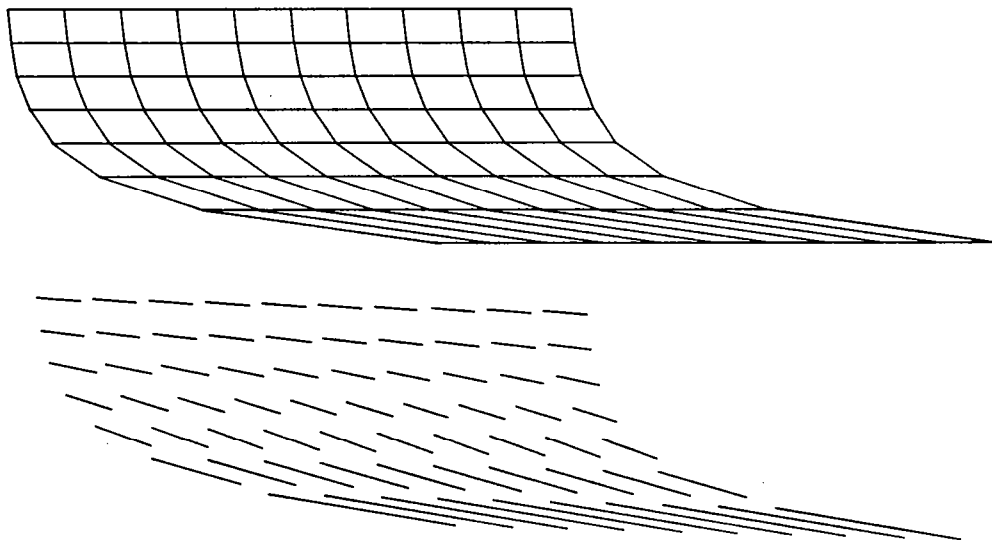


Fig. I.4. Grilles déformées obtenues numériquement à partir de la répartition spatiale des deux composantes de la déformation (α et τ) observée dans les modèles de glissement-étalement 2D. Allure sigmoïdales des étirements correspondants (Cf l'interprétation de ces trajectoires sigmoïdales au paragraphe I.6 et annexe 4).

I.3. L'approche cinématique: la déformation produite pendant le déplacement.

Les quatre modèles mécaniques sont des cas limites, dont la caractéristique principale est de présenter une déformation interne invariante quelle que soit l'approche mécanique choisie pour les étudier. On définit ainsi une approche cinématique de la mise en place des nappes qui consiste à analyser les relations entre le déplacement et la déformation au cours du temps. Autrement dit, l'étude qui a été menée consiste à modéliser, expérimentalement et numériquement, la déformation interne produite pendant le déplacement des nappes superficielles.

Les critères cinématiques les plus importants qui doivent être recherchés sur le terrain sont les suivants:

- Les trajectoires de schistosité en coupe (parallèle au déplacement).
- Les gradients de déformation dans la nappe (verticaux et horizontaux).
- Le régime de déformation: coaxial ou non coaxial.
- Les relations entre la direction d'étirement et la direction de déplacement.

Avant d'entrer dans le détail des différents champs de déformation associés à chaque modèle, il convient de rappeler que l'habitude a été prise, depuis P. Termier (1906), de considérer deux types de nappes suivant leur géométrie principale: les plis-nappes (ou nappe du premier genre, fold-nappe en anglais) qui correspondent à de vastes plis couchés jusqu'à l'horizontale, et les nappes du second genre (thrust et nappe en anglais) qui correspondent à d'importants volumes rocheux translatés en position normale sur une surface plus ou moins horizontale. Cette classification ancienne repose sur la description géométrique globale des nappes et ne fait aucune hypothèse sur les mécanismes de mise en place. Elle doit être abandonnée, car la classification en quatre modèles mécaniques repose sur la nature des forces à l'origine des charriages, donc sur le moteur des déplacements, et regroupe les deux géométries décrites par P. Termier. En effet, l'une des caractéristiques importantes des étalements gravitaires, toujours observée dans les expériences réalisées en laboratoire (Cf les expériences des annexes 3 et 5), est de permettre le déplacement par un enroulement frontal et donc par la formation d'un grand pli couché. Or, et c'est là un point important, la déformation interne est la même dans ce pli couché frontal que dans le corps principal de la nappe. Les étalements gravitaires sont ainsi toujours constitués d'un pli-nappe au front et d'une nappe en position normale vers l'arrière. Il convient donc de raisonner différemment et de poser, au contraire, comme critère de reconnaissance des étalements gravitaires, la présence d'un enroulement frontal (ou pli-nappe).

Disons tout de suite que ce pli frontal a des caractéristiques bien définies qui permettent de le reconnaître sur le terrain. L'analyse des modèles analogiques montre en effet les points suivants qui différencient ce pli de ceux obtenus par flambage:

- Le sens de cisaillement est le même dans le flanc inverse et normal du pli. Ce sens de cisaillement est conforme au sens de déplacement de la nappe.
- La schistosité est sub-parallèle à la stratification dans la charnière frontale, en raison du processus d'enroulement progressif.
- Les trajectoires de schistosité (en coupe perpendiculaire à l'axe du pli) ne présentent jamais de disposition en éventail de part et d'autre du plan axial.

L'étude expérimentale de la déformation dans les nappes gravitaires modifie le schéma des quatre modèles mécaniques. En effet, si le glissement visqueux est possible pour des roches fluant sous leur propre poids et, si l'ensemble de la nappe (et non plus seulement une couche basale) subit une telle déformation d'origine gravitaire, il est peu vraisemblable d'échapper à un raccourcissement vertical, c'est à dire à une composante d'étalement gravitaire. En d'autres termes, un matériel fluant sous son propre poids sur une pente basale favorable doit combiner le glissement et l'étalement visqueux. Le modèle du glissement visqueux apparaît ainsi quelque peu irréaliste d'un point de vue mécanique, et doit être remplacé par un modèle hybride plus vraisemblable: le glissement-étalement (*gliding-spreading* en anglais, annexes 3 et 4). Le contenu du concept de glissement-étalement est le même que celui d'écoulement par gravité introduit par les géologues alpins dans les années 40 (Gignoux, 1948, Schneegans, 1938; Lugeon et Gagnebin, 1941).

D'autre part, le raccourcissement horizontal intense observé dans la plupart des chaînes de collision amène l'extrusion de matériel sédimentaire. Cette extrusion est, en dernière instance, toujours latérale car fortement contrôlée par la gravité, cette dernière ne permettant pas une extrusion verticale significative de la matière. De tels exemples peuvent être décrits dans les Alpes centrales (annexe 2), les Pyrénées (annexe 2) ou l'Himalaya (annexe 5). Ces déplacements sont associés à un champ de déformation très caractéristique qui a été étudié expérimentalement en détail. Cette combinaison fréquente de compression et de gravité constitue le modèle d'extrusion-étalement (annexes 2 et 5). Les expériences réalisées par Bucher en 1956 et qui donnèrent de vastes plis couchés jusqu'à l'horizontale correspondent à un tel modèle.

L'étude expérimentale a donc porté sur les 3 modèles d'étalement suivants (Fig. 2):

- **L'étalement gravitaire** (stricto-sensu). La pente sommitale détermine le mouvement de la matière et la pente basale est nulle, ou légèrement dans la direction opposée au déplacement.
- **Le glissement-étalement**. La pente sommitale et la pente basale sont dans la même direction et le modèle précédant est ainsi combiné au glissement visqueux.
- **L'extrusion-étalement**. Le matériel est extrudé à la suite d'un raccourcissement horizontal important et s'étale dans la direction de la pente topographique.

Rappelons enfin que ces trois modèles correspondent à des nappes gravitaires superficielles se déplaçant sur une surface libre. Le choix systématique d'une adhérence totale des modèles le long de la surface basale répond à des conditions s'approchant des exemples naturels, où l'on sait que la composante de cisaillement augmente de manière spectaculaire vers la base, donc vers le contact anormal. D'autres cas, correspondant à une absence totale de friction le long de la base (Cf les expériences de Ramberg, 1981), ne sont pas considérés réalistes d'un point de vue géologique. La déformation interne dans ces types de modèles n'a, d'ailleurs, jamais été observée dans la nature.

Un autre type d'étalement, correspondant à des réajustements de pentes topographiques, a également été étudié (en collaboration avec B. Guillier). Les modélisations effectuées à cette occasion s'adaptent plus vraisemblablement à l'étude des étalements à grande échelle, liés par exemple à une différence topographique entre les zones internes et externes d'une chaîne, et concernant donc une portion significative de croûte continentale. Les résultats de ces expériences ne sont pas décrits dans ce mémoire (Cf document de synthèse).

Les expériences effectuées pour étudier les trois modèles d'étalement ont été, soit des expériences bidimensionnelles (i.e. écoulement parallèle), soit des expériences tridimensionnelles (i.e. écoulement radial). La procédure expérimentale est décrite en détail dans les annexes 3 et 5. Ces expériences sont étudiées en deux temps: d'abord une analyse des données concrètes et des résultats directs de l'expérience, ensuite une modélisation mathématique de la déformation tenant compte des différents paramètres dégagés par l'expérience. Ce deuxième temps, plus interprétatif, permet de mieux comprendre les données brutes de l'expérience.

L'analyse mathématique bidimensionnelle donne les caractéristiques fondamentales de la déformation dans les étalements gravitaires. La déformation interne est dissociée en deux composantes (Cf Ramberg, 1975; Sanderson, 1982; annexe 4) (Fig. 3):

- Une composante de cisaillement pur, correspondant à un raccourcissement vertical et un allongement horizontal.
- Une composante de cisaillement simple hétérogène, caractérisée par une augmentation de l'intensité du cisaillement vers la base de la nappe.

Ces deux composantes sont combinées simultanément et la matrice de la combinaison s'obtient à partir du tenseur des vitesses de déformation (Fig. 3). L'état de la déformation en chaque point peut alors être obtenu en calculant les valeurs propres et les vecteurs propres du tenseur de Finger (Cf De Paor, 1983, et l'annexe 4 pour un résumé de ce calcul tensoriel). Cette approche mathématique, dont nous verrons plus loin les apports principaux, permet de calculer des grilles déformées théoriques correspondant aux modèles étudiés. On peut ainsi tester la validité des paramètres utilisés en comparant ces grilles théoriques à celles obtenues expérimentalement (Fig. 4).

Les expériences tridimensionnelles abordent des problèmes plus complexes, liés surtout à la convergence (et divergence) des trajectoires de linéations d'étirement, et aux relations entre l'étirement de la matière et son déplacement. Les composantes de la déformation interne pour un étalement gravitaire radial sont les suivantes (Fig. 5; Cf annexe 2):

- Une composante de cisaillement simple hétérogène marquée par une augmentation du cisaillement vers la base. Les directions de cisaillement sont radiales et sont ainsi parallèles aux directions de déplacement, également radiales.

- Une composante de cisaillement pur caractérisée par un raccourcissement vertical identique à celui observé dans les expériences bidimensionnelles, mais aussi un raccourcissement horizontal, radial, parallèle aux directions de déplacement. Notons tout de suite que cette composante de cisaillement pur est, en surface, là où la composante de cisaillement simple s'annule, responsable d'une extension concentrique perpendiculaire au déplacement (Fig. 6).

Dans le cas des extrusion-étalements, la compression horizontale provoque un épaississement à l'arrière de la nappe, épaississement qui favorise le processus d'étalement. A l'arrière, Les composantes de la déformation sont alors similaires à celle de l'étalement radial, à cette différence près qu'une extension verticale est observée et non plus un raccourcissement vertical (Fig. 5). Vers le front, les effets de la compression horizontale diminuant, le modèle d'extrusion-étalement est exactement semblable au modèle d'étalement radial. Autrement dit, les processus d'extrusion et d'étalement interfèrent, et les zones d'étalement proprement dites s'intègrent souvent à des domaines plus larges, dont l'arrière est une zone d'extrusion. On peut donc analyser ces deux modèles ensemble en faisant varier, de l'arrière vers le front de la nappe, la composante verticale de la déformation interne.

I.4. Les expériences: choix des matériaux et conditions de similitude.

L'étude expérimentale des étalements gravitaires nécessite l'utilisation de matériaux capables de fluer sous leur propre poids. La silicone a été utilisée pour les premières modélisations où la gravité jouait un rôle prépondérant (Bucher, 1956; Ramberg, 1981). La silicone est un matériel visqueux (relation linéaire entre contrainte et vitesse de déformation), qui permet de travailler dans les conditions gravitaires normales, c'est à dire sans recours à une centrifugeuse (Cf le détail des propriétés rhéologiques de la silicone dans l'annexe 3).

Le choix d'un matériel visqueux pour modéliser une déformation qui se produit dans la partie supérieure de la croûte, le plus souvent considérée comme fragile, nécessite une justification qui peut être envisagée selon trois angles différents:

1. Les observations géologiques. A grande échelle, quand on raisonne en terme de tectonique des plaques, la partie supérieure de la croûte doit sans conteste être considérée avec un comportement fragile. La déformation se manifeste, en carte ou en coupe, par de grands accidents linéaires (failles inverses, normales ou décrochantes) dont l'orientation et le sens de fonctionnement peut être déduit d'une analyse mécanique appropriée, utilisant (par exemple) le critère de rupture de Navier-Coulomb (Cf Price, 1966). Pourtant, à l'échelle intermédiaire, plus familière aux géologues de terrain, la déformation présente un caractère composite à la fois ductile et cassant. Les nombreux plis (centimétriques à kilométriques) et la schistosité que l'on observe dans les domaines externes des chaînes sont une manifestation claire du caractère ductile de la déformation à cette échelle. Enfin, à l'échelle microscopique de la lame mince, on retrouve également ce caractère composite de la déformation, développement de fentes et fragmentation de minéraux (comportement cassant) et processus de dissolution-recristallisation (comportement ductile). Ainsi donc, suivant l'échelle, la déformation peut être considérée ductile ou fragile et on constate, par ailleurs, que cette dualité est présente dans les mécanismes physiques de déformation observable en lame mince. Ce rapide survol des observations géologiques montre seulement que l'on peut considérer la déformation à l'échelle d'une nappe superficielle (échelle intermédiaire) comme ductile, quels que soient les mécanismes physiques (pression-solution, réseaux de petites fractures) qui permettent ou accommodent cette déformation continue de la nappe. D'autre part, les analyses structurales des nappes montrent de nombreux exemples où la déformation s'effectue principalement par un raccourcissement vertical, que beaucoup d'auteurs attribuent aux forces gravitaires (e.g. Borradaile, 1973; Hutton, 1979; Sanderson et al., 1980; Coward, 1983). Dans ces nappes, la déformation est continue à l'échelle de la nappe, mais ductile et cassante à l'échelle microscopique. La déformation sous l'action des forces gravitaires ne peut donc être réduite à un comportement rhéologique particulier mais, en revanche, il n'est pas possible de modéliser un étalement au laboratoire, dans les conditions gravitaires normales, avec des matériaux fragiles ou plastiques, parce que les paramètres de la déformation ductile en domaine superficiel ne sont pas ceux du laboratoire expérimental. Si on désire étudier expérimentalement les étalements gravitaires, l'utilisation d'un matériel visqueux est donc un choix obligé.

2. Les paramètres clés de la déformation ductile en domaine superficiel. Dans les parties supérieures de la croûte, la déformation est cassante lorsque la vitesse de déformation est rapide. Ceci est également vrai pour la silicone, matériel pourtant visqueux, qui montre un comportement fragile lorsque la vitesse de déformation est élevée. Les vitesses de déformation géologique sont généralement extrêmement lentes (10^{-14} s^{-1}) et les déformations s'étendent sur des durées très longues (10Ma). C'est ce **facteur temps** qui permet une déformation ductile dans les conditions P-T faibles des couvertures superficielles. Les forces gravitaires peuvent provoquer une déformation dans les nappes superficielles si elles sont appliquées très longtemps, et la vitesse de déformation est alors extrêmement lente.

3. Les mécanismes physiques de la déformation. La pression solution est le mécanisme physique de déformation habituellement observé dans les nappes superficielles. C'est un mécanisme qui permet des transferts de matière importants, probablement à une échelle métrique ou plus (Beach, 1974) et qui est ainsi à l'origine d'une déformation avec changement de volume. La loi de fluage de ce mécanisme physique est donnée par une relation linéaire entre vitesse de déformation et contrainte, aucun seuil de contrainte n'est décelable pour l'apparition d'une déformation (Rutter, 1976; Gratier, 1984). Le comportement rhéologique est donc analogue à celui d'un matériel visqueux. Ce mécanisme de pression-solution est actif à des températures faibles et des vitesses de déformation excessivement lentes.

Il y a donc adéquation entre l'hypothèse d'une déformation d'origine gravitaire, le temps nécessaire à ces déformations dans des conditions superficielles, et la loi de fluage du mécanisme de déformation le plus usuel dans ces domaines superficiels. C'est cette adéquation qui autorise l'utilisation de la silicone pour modéliser ces déformations.

Les conditions de similitude entre les prototypes naturels et expérimentaux ont été discutées par plusieurs auteurs (Hubbert, 1937; Langhaar, 1962; Ramberg, 1981). Dans le cas où la gravité est la seule force active, on peut calculer le temps nécessaire à la déformation des nappes superficielles simulées par les expériences réalisées en laboratoire:

$$t_n = (t_m \cdot U_n \cdot D_m \cdot L_m) / (U_m \cdot D_n \cdot L_n)$$

n = nature et m = modèle

D = densité, L = longueur

t = temps, U = viscosité

Pour les modèles, $U_m = 10^4$ Pa.s, $D_m = 1.2$ g.cm⁻³, hauteur $H_m = 2.5$ cm, $t_m = 12 \cdot 10^{-4}$ a et pour les nappes naturelles, $U_n = 10^{19}$ Pa.s, $D_n = 2.3$ g.cm⁻³ et $H_n = 2.5 \cdot 10^5$ cm. Ainsi, les modèles expérimentaux simulent des nappes dont la mise en place s'effectue en $6.24 \cdot 10^6$ ans, c'est à dire autour de 5 à 10Ma. Cette valeur est proche de celle généralement admise pour la mise en place des nappes superficielles dans les chaînes de montagnes.

Notons, cependant, qu'une incertitude existe sur plusieurs termes de cette équation de sorte qu'il est vain de prétendre à une homothétie parfaite entre les prototypes naturels et expérimentaux.

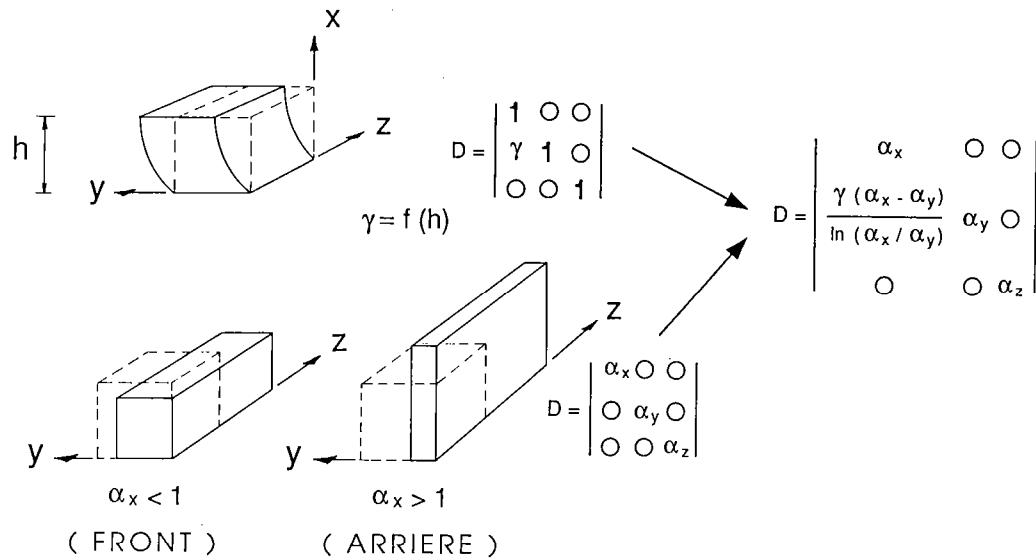


Fig. I.5. Modèles tridimensionnels: décomposition en deux composantes de la déformation interne dans les étalements gravitaires. La composante de cisaillement pur (α) correspond à un ellipsoïde de type constriction dans l'étalement gravitaire radial (ou au front de l'extrusion-étalement) et à un ellipsoïde de type aplatissement à l'arrière de l'extrusion-étalement (Cf détails dans le texte). Le tenseur de déformation correspond à la combinaison simultanée des deux composantes α et τ .

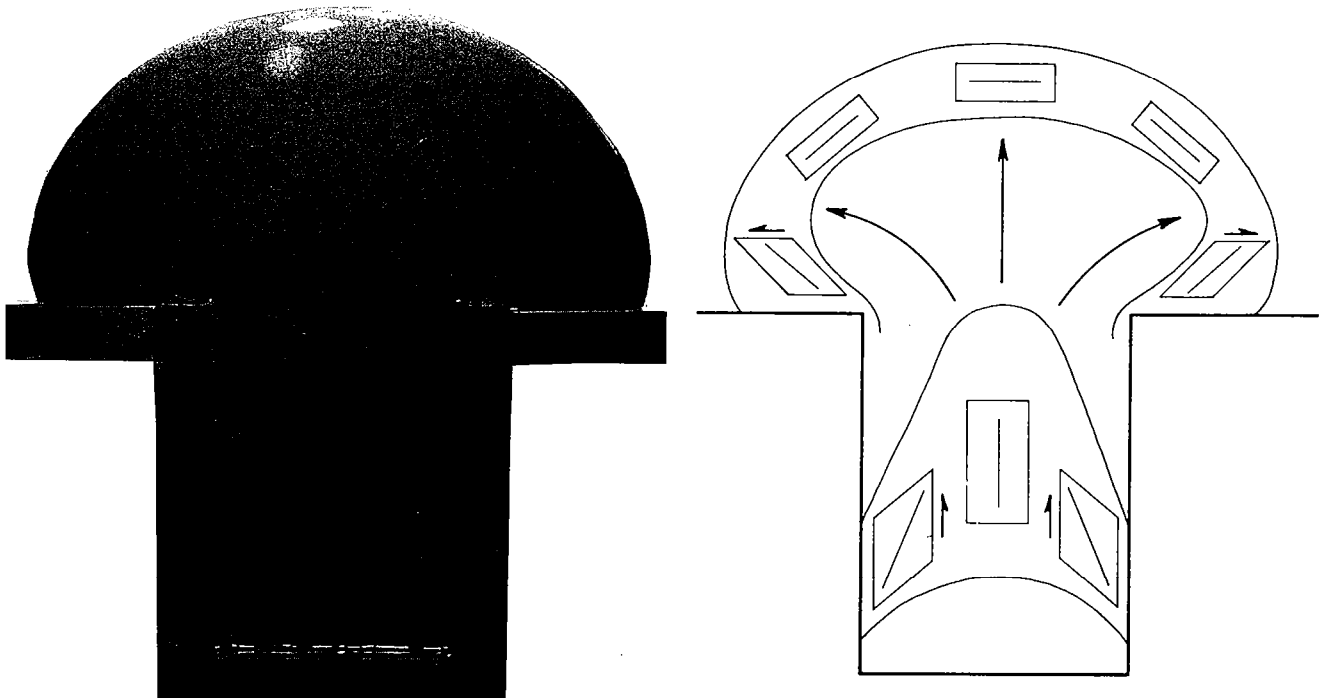


Fig. I.6. A gauche, vue de dessus d'un étalement gravitaire radial. Allure de la déformation interne en surface grâce à la grille déformée. A droite, résumé des caractéristiques principales de la déformation en surface: étirement longitudinal dans le chenal et concentrique dans le lobe d'étalement; déplacement radial dans le lobe d'étalement (flèches) et effets de bordure caractérisés par des cisaillements transcurrents.

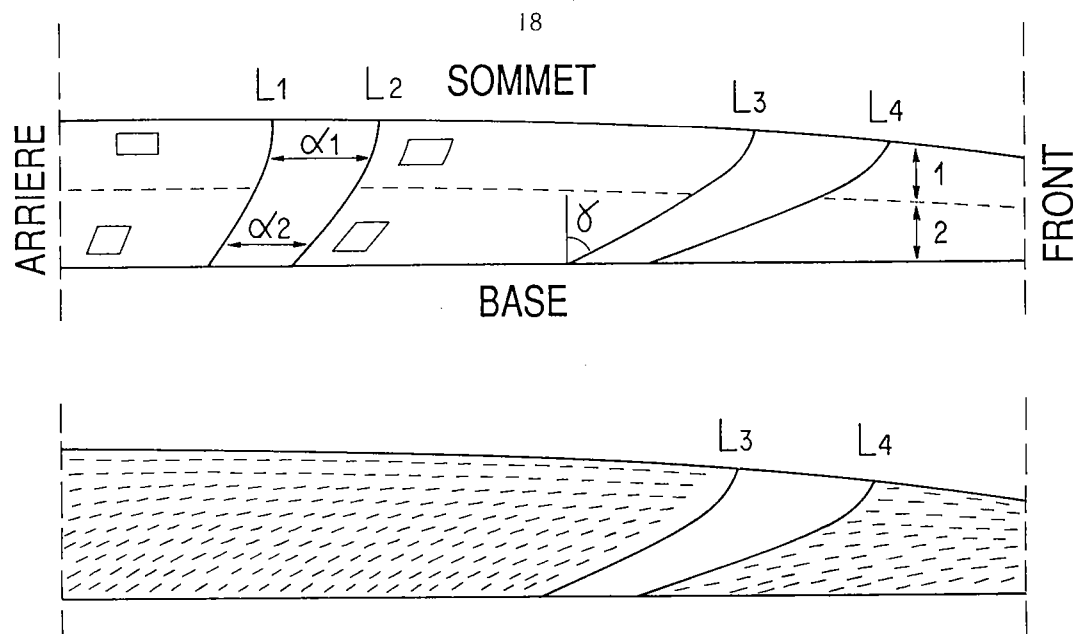


Fig. I.7. La déformation interne dans les étalements gravitaires 2D. La déformation de lignes initialement verticales (L1, L2, L3 et L4) montre les deux gradients de déformation: augmentation de l'intensité de déformation de l'arrière vers le front et du sommet vers la base. Cisaillement pur au sommet et cisaillement simple à la base. En bas, trajectoires convexes de schistosité.

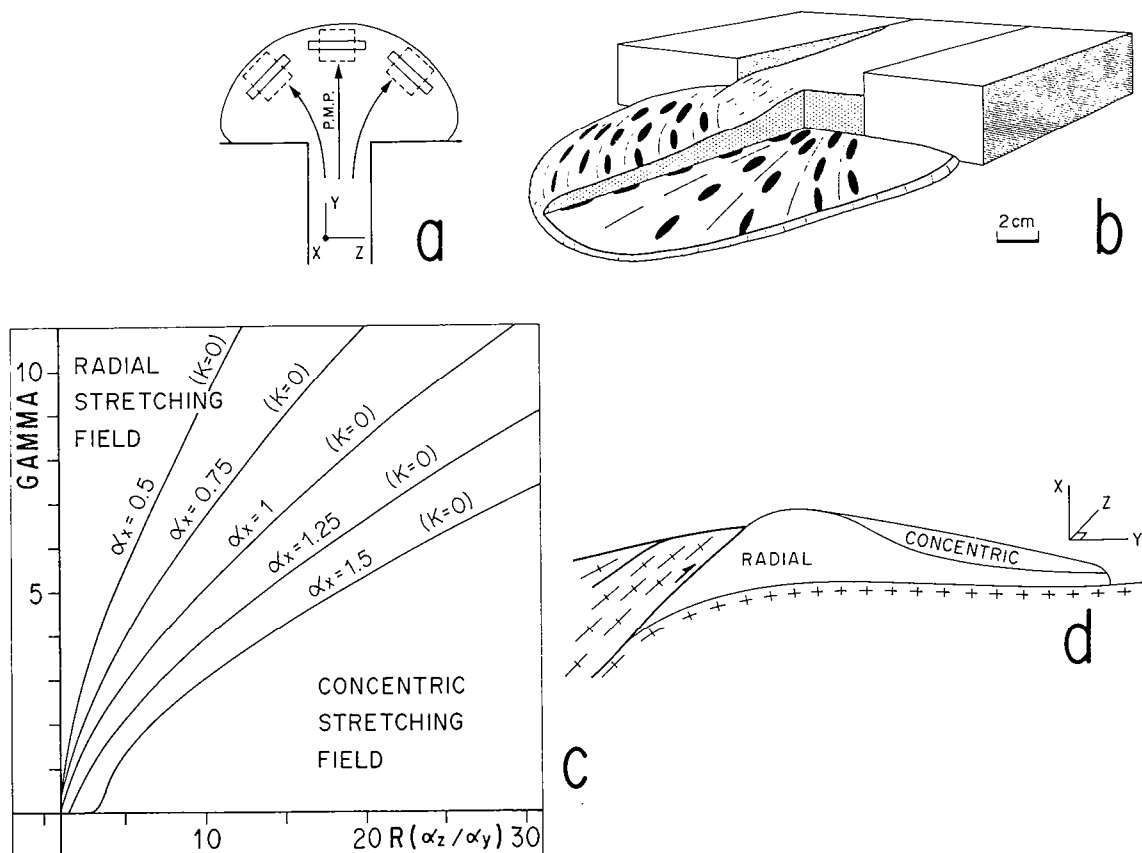


Fig. I.8. La déformation interne dans l'étalement et l'extrusion-étalement 3D. b) Etirement concentrique et perpendiculaire au déplacement vers le sommet, étirement radial parallèle au déplacement vers la base. c) Etirement concentrique et radial en fonction des composantes de cisaillement simple (τ) et de cisaillement pur (α). $\alpha_x < 1$ pour l'étalements s.s. et $\alpha_x > 1$ pour l'extrusion-étalement. d) Répartition spatiale des deux champs d'étirement, concentrique et radial, dans l'extrusion-étalement.

I.5. L'étalement gravitaire: modèles 2D et 3D.

L'étalement gravitaire a été étudié à l'aide de modèles bidimensionnels et tridimensionnels. Les résultats principaux de ces deux types d'expériences ne sont pas comparables, c'est à dire que les conditions aux limites influencent de manière déterminante la déformation interne des modèles. La connaissance du mécanisme de mise en place n'est donc pas suffisante, à elle seule, pour prédire convenablement les caractéristiques structurales principales des modèles d'étalement. Là encore, nous devons considérer que les deux types d'expériences correspondent à des cas limites, de sorte que les exemples naturels sont susceptibles de présenter des caractéristiques spécifiques intimement liées à leurs conditions aux limites. Inversement, une bonne connaissance de la déformation interne d'une nappe doit permettre quelques hypothèses raisonnables sur les conditions aux limites au moment de sa mise en place.

1. Des modèles bidimensionnels d'étalement gravitaire ont été réalisés (avec une centrifugeuse) au laboratoire d'Uppsala en Suède par Hall (Cf photographie dans Ramberg, 1981, p.222). Ces expériences n'ont jamais été exploitées; elles ont été refaites à Rennes, dans des conditions gravitaires normales, afin de déterminer les principales caractéristiques cinématiques définies au paragraphe I.2. Les résultats détaillés de ces expériences sont présentés dans l'annexe 2.

On retiendra principalement les points suivants comme critères, sur le terrain, d'un étalement gravitaire 2D (Fig. 7):

- L'intensité de la déformation augmente de l'arrière vers le front de la nappe, mais surtout du sommet vers la base.
- La distribution des régimes de la déformation n'est pas quelconque. La déformation correspond à du cisaillement pur dans la partie supérieure de la nappe et à du cisaillement simple dans la partie inférieure.
- La trajectoire de schistosité, en coupe verticale parallèle au déplacement, qui résulte de la distribution des régimes de la déformation, est convexe: plate au sommet et inclinée vers la base. Dans les stades ultimes, cette trajectoire convexe est de moins en moins perceptible, en raison de l'intensité du cisaillement, et tend vers l'horizontalité.

A ces points spécifiques de l'étalement gravitaire 2D, il convient naturellement d'ajouter la présence au front d'un grand pli couché, conséquence de l'enroulement frontal inhérent à tous les étalements gravitaires.

2. Les particularités de l'étalement gravitaire tridimensionnel ont été étudiées par l'observation de silicone s'écoulant dans un chenal à pente basale nulle, chenal qui s'interrompt brusquement pour laisser la matière s'étaler radialement sur une surface également plane et sans bordure.

La déformation dans le chenal est identique à celle décrite pour les expériences bidimensionnelles. On notera, cependant, les parois latérales n'étant pas lubrifiées (par du sopol), qu'un effet de bord important est visible le long des deux bordures latérales. A ce niveau, cet effet de bordure modifie sensiblement la déformation interne qui combine alors une composante de cisaillement transcurrent (respectivement dextre et senestre, Fig. 6) aux deux composantes déjà décrites précédemment. De telles composantes transcurrentes dans la déformation des nappes ont déjà été étudiées théoriquement par divers auteurs (Brun, 1977; Coward and Kim, 1981, Sanderson, 1982). Dans ce cas précis, l'étirement de la matière se fait dans une direction oblique, non confondue mais compatible avec la direction d'allongement imposée par le cisaillement transcurrent (Fig. 6), et l'ellipsoïde de déformation est de type constriction (Sanderson, 1982). Ce dernier point est à souligner dans la mesure où la procédure expérimentale ne permet pas un allongement dans une direction perpendiculaire à l'écoulement, et que cette disposition géométrique initiale paraît garantir, a priori, les conditions d'une déformation plane. En revanche, la déformation dans le centre du chenal est parallèle au vecteur déplacement de la matière, et la déformation est plane.

La déformation de la grille en surface permet de retrouver la composante de cisaillement pur dans la zone d'étalement radial (Cf paragraphe I.3). En dehors des deux domaines latéraux de la zone en étalement radial, où les effets de bordure se manifestent de nouveau par des cisaillements transcurrents, la déformation en surface est coaxiale (bien que rotationnelle) puisque les lignes de la grille, initialement perpendiculaires avant déformation, restent pratiquement perpendiculaires jusqu'à la fin de l'expérience. On observe alors que l'allongement instantané des carrés déformés cesse d'être parallèle à l'écoulement dès que la matière sort du chenal et s'étale dans le domaine sans bordure. Les ellipses se dédéforment progressivement, passent par un stade intermédiaire sans déformation (cercle), pour finir vers le front de l'étalement avec un étirement concentrique perpendiculaire aux vecteurs déplacement de la matière (Fig. 6). Autrement dit, bien que la déformation finie indique encore un allongement parallèle au déplacement à l'arrière de la zone en étalement radial, la **déformation incrémentale** correspond, en tout point de cette zone, à un allongement et à un raccourcissement perpendiculaire et parallèle au déplacement. Cette observation de la déformation en surface est d'une importance majeure car elle modifie, non seulement les trajectoires de schistosité en coupe, mais aussi les relations entre la direction d'étirement et de déplacement.

Le raccourcissement vertical ne modifie pas la direction d'étirement observée grâce à la grille de surface, à savoir un étirement concentrique, perpendiculaire au déplacement radial. En revanche, la composante de cisaillement simple qui s'exerce dans la direction du déplacement peut, lorsqu'elle devient prépondérante, être à l'origine d'un étirement radial parallèle à la direction du déplacement. Ainsi, **c'est la part relative des deux composantes de cisaillement pur et de cisaillement simple qui détermine un étirement concentrique ou radial**. La connaissance des gradients de déformation dans les nappes en étalement permet alors une interprétation de la répartition spatiale des étirements concentriques ou radiaux. L'étirement est concentrique vers le sommet de la nappe où la composante de cisaillement simple est

quasi inexistante. Il devient radial à la base où la composante de cisaillement simple atteint des valeurs extrêmement importantes (Fig. 8b).

L'analyse mathématique montre, par ailleurs, que le passage entre les deux directions d'étirement est instantané, sans direction transitoire, par simple permutation entre les axes D1 et D2 de l'ellipsoïde de déformation. L'étape obligée entre les deux cas possibles correspond à un ellipsoïde de révolution autour de l'axe de raccourcissement ($K=0$). Au sommet de la nappe, la déformation est en constriction. Vers la base de la nappe, l'intensité du cisaillement simple fait passer la déformation dans le champ de l'aplatissement, jusqu'à l'étape instantanée d'un ellipsoïde de révolution (passage obligé entre l'étirement concentrique et radial), puis de nouveau dans le champ de l'aplatissement (Fig. 8d).

Les calculs du pendage de la schistosité en fonction des différentes valeurs des composantes, pure et simple, observées dans les expériences donnent un résultat particulièrement inattendu. Dans le cas où le raccourcissement coaxial horizontal est plus important que le raccourcissement vertical, la schistosité est sub-verticale au sommet et décroît rapidement vers la base où la composante de cisaillement simple peut la coucher jusqu'à l'horizontale. La trajectoire de schistosité est donc concave, et non plus convexe comme dans le cas de l'étalement gravitaire 2D. Mais, ce qu'il est plus important encore de noter, c'est la quasi-verticalité de la schistosité vers le sommet de la nappe, résultat qui va à l'encontre de l'idée largement répandue d'une schistosité toujours très plate dans les nappes gravitaires. Dans les modèles, on observe un raccourcissement horizontal plus important que le raccourcissement vertical vers le front et à la fin de l'expérience, mais il faut souligner que l'étalement commence dans le chenal où les conditions aux limites sont différentes. En effet, lorsque la zone en étalement radial s'accroît, la matière fournie par le raccourcissement vertical ne suffit plus pour compenser l'accroissement de la surface de charriage, et l'étirement concentrique est alors principalement compensé par le raccourcissement horizontal radial. Si l'étalement se produit directement sans bordure, ce phénomène est plus marqué encore car l'étalement radial n'est pas hérité d'un étalement 2D situé plus en arrière. La présence de schistosité verticale au sommet de la nappe est donc d'autant plus probable si l'étalement est radial dès l'origine.

Dans le cas contraire où le raccourcissement vertical est prépondérant, les schistosités ont des trajectoires plus complexes, identiques à celles que l'on peut observer dans les modèles de glissement-étalement. Elles seront donc discutées avec ces modèles (paragraphe I.5).

I.6. Le glissement-étalement: modèles 2D.

Le glissement-étalement combine le glissement visqueux de Kehle (1970) et l'étalement gravitaire. Dans les modèles étudiés, la pente basale et la pente de la surface sommitale sont dans la même direction et ont un pendage identique. Les résultats

principaux divergent sensiblement de l'étalement gravitaire réalisé sur une pente basale nulle. Les conditions aux limites sont donc de nouveau déterminantes, malgré le mécanisme de mise en place identique, et sont à l'origine même de la classification proposée des étalements gravitaires.

Naturellement, les caractéristiques majeures de l'étalement gravitaire stricto-sensu se retrouvent dans les modèles de glissement-étalement 2D, à savoir une déformation qui s'effectue par un allongement dans la direction du déplacement, et une augmentation de la déformation de l'arrière vers le front et du sommet vers la base. La différence fondamentale provient de la pente basale qui amplifie la composante de cisaillement simple au détriment de la composante de cisaillement pur. L'analyse quantitative de la déformation finie dans ces modèles montre que la composante de cisaillement pur peut être considérée constante verticalement, alors que la composante de cisaillement simple augmente considérablement du sommet vers la base du modèle, et de l'arrière vers le front (Cf les détails dans l'annexe 4). D'autre part, l'étude de la grille déformée montre que la direction d'extension de la composante de cisaillement pur et la direction de glissement du cisaillement simple sont toutes deux parallèles à la surface basale des modèles. Cette observation confirme le non-parallélisme entre les contraintes principales (verticale et horizontale dans ce type de modèle) et les directions de raccourcissement et d'étirement principales induites par la pente basale (Vendeville et al., 1987). La pente basale a donc deux effets: d'une part, elle augmente la composante de cisaillement simple (en particulier vers la base) qui devient la composante principale et d'autre part, elle induit un étirement coaxial (parallèle à elle-même) quasi-constant du sommet à la base du modèle.

C'est donc seulement l'augmentation de l'intensité du cisaillement simple du sommet vers la base, et d'arrière en avant, qui détermine les trajectoires de schistosité observables dans ce type de nappe. L'analyse mathématique de ces trajectoires est donnée en détail dans l'annexe 4. On retiendra principalement que trois trajectoires successives sont observées, dans l'espace de l'arrière au front, ou dans le temps sur une coupe verticale localisée au front. Les trajectoires sont d'abord convexes, puis sigmoïdales et enfin concaves (Fig. 9).

Ces modèles ont également permis d'étudier la déformation incrémentale au cours du temps. La déformation infinitésimale met en évidence un découpage plus fin de la distribution des régimes de la déformation au cours du temps. Les conditions aux limites basales et sommitales (adhérence totale de la silicone à la base, et surface sommitale libre) explique que le régime de la déformation s'apparente à du cisaillement pur au sommet et à du cisaillement simple à la base (Cf annexe 3). Partout ailleurs, la déformation combine le cisaillement pur et le cisaillement simple.

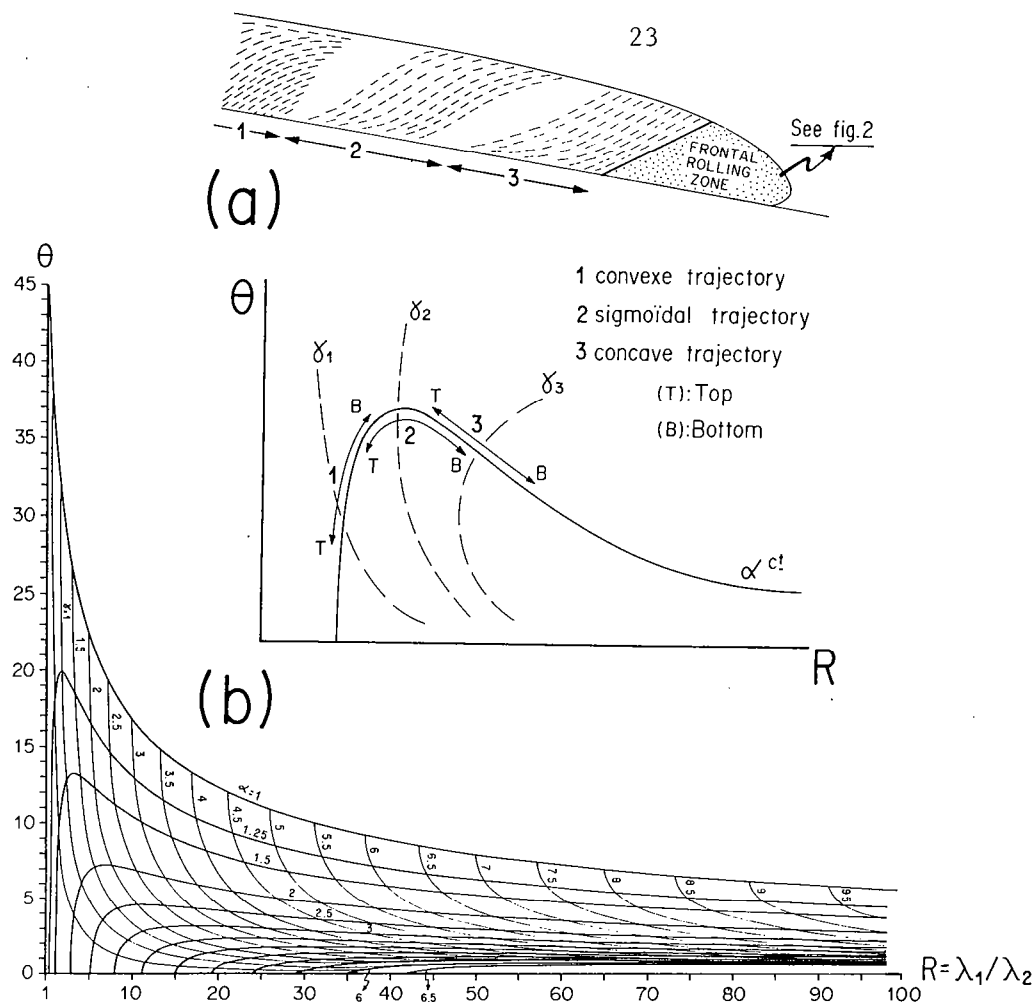


Fig. I.9. a) les 3 trajectoires de schistosité dans le glissement-étalement: convexe (1), sigmoïdale (2) et concave (3). b) θ (angle entre la schistosité et la direction de cisaillement) en fonction du rapport (R) de l'ellipsoïde de déformation dans le glissement-étalement 2D: abaque quantifiant la part relative des deux composantes de cisaillement simple (τ) et de cisaillement pur (α). Les 3 trajectoires s'interprètent sur les courbes α constantes et sont directement fonction de l'augmentation du cisaillement simple du sommet vers la base et de l'arrière vers le front (analyse détaillée dans l'annexe 4).

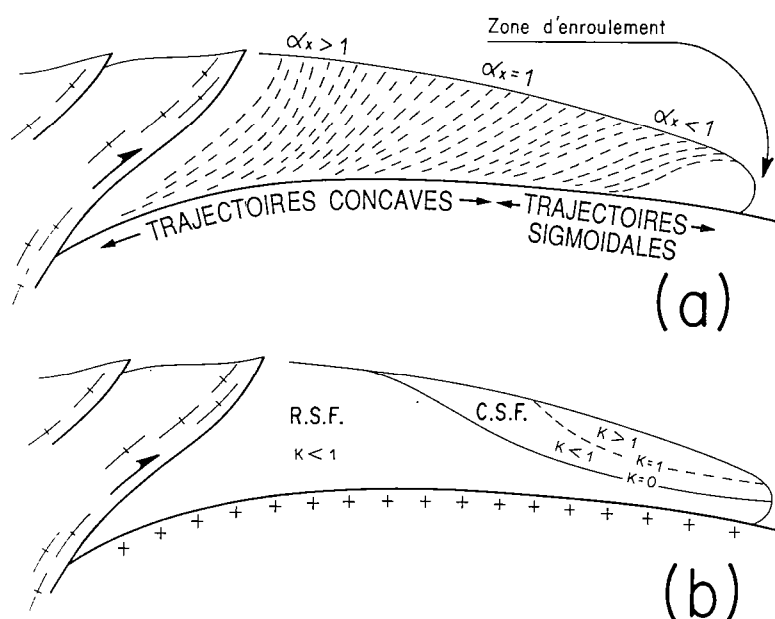


Fig. I.10. a) trajectoires de schistosité dans le modèle d'extrusion-étalement. b) répartition spatiale du paramètre de forme de l'ellipsoïde de déformation (K , paramètre de Flinn); C.S.F.= étirement concentrique, R.S.F.= étirement radial.



Fig. I.11. Exemple de plis déversé localisé entre deux boudins, région de S^t Cast (Bretagne). Cf interprétation dans le texte.

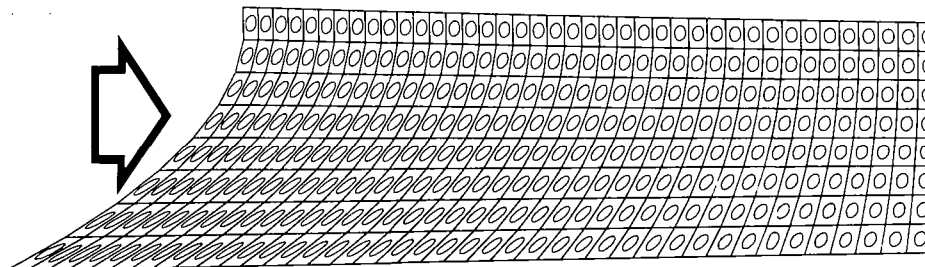
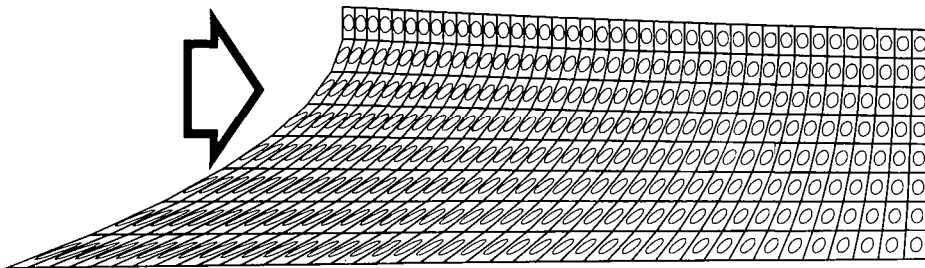


Fig. I.12. Grilles déformées obtenues numériquement à partir de la répartition des deux composantes de la déformation (α et τ) observée dans les modèles de compression arrière 2D. Trajectoires concaves de schistosité (d'après Guillier, 1988).

I.7. L'extrusion-étalement: modèles 3D.

Les caractéristiques spécifiques qui ont été décrites dans les modèles de l'étalement gravitaire radial se retrouvent dans les modèles d'extrusion-étalement. Les grilles déformées indiquent également un raccourcissement horizontal parallèle au déplacement radial, et un allongement concentrique perpendiculaire au déplacement (annexe 5).

En revanche, la composante de cisaillement pur, habituellement décrite dans les expériences 2D, est modifiée. On observe à l'arrière de la zone extrudée un épaississement vertical qui souligne le processus d'extrusion. La pente de surface résultant de cette déformation compressive facilite le processus d'étalement qui, vers l'avant, prend le relais de l'extrusion. J'ai déjà souligné que la déformation dans la partie frontale d'une zone en extrusion-étalement est exactement semblable à celle observée dans l'étalement gravitaire 3D. Il suffit donc pour décrire la déformation de l'extrusion-étalement de définir les effets de l'épaississement à l'arrière de la zone.

Quatre effets sont perceptibles; (1) sur les gradients de déformation, (2) sur les trajectoires de schistosité, (3) sur la localisation spatiale de la limite entre étirement radial et concentrique, et (4) sur la forme de l'ellipsoïde de déformation (Fig. 10) (Cf les détails de l'analyse mathématique dans l'annexe 2):

- Les gradients de déformation indiquent, comme toujours, une augmentation de la déformation du sommet vers la base, mais également du front vers l'arrière, c'est à dire vers la cause première du charriage.
- Les trajectoires de schistosité sont concaves et fortement redressées vers le sommet de la nappe, très semblables à celles que l'on peut observer dans les modèles de compression arrière (paragraphe I.9.). Elles passent progressivement aux trajectoires qui ont été décrites pour l'étalement gravitaire 3D.
- La partie de la nappe à étirement radial est plus importante car l'épaississement vertical favorise un étirement dans la direction du déplacement. La limite entre l'étirement concentrique et radial est en conséquence située plus haut dans le modèle.
- L'ellipsoïde de déformation en constriction ($K > 1$) calculé dans le cas des étalements gravitaires 3D n'est plus observé. L'ellipsoïde est partout en aplatissement ($K < 1$), sauf au passage entre l'étirement concentrique et radial où l'ellipsoïde est de révolution autour de l'axe de raccourcissement ($K = 0$).

Ces trois derniers points, intégrés aux données déjà connues de l'étalement gravitaire 3D, permettent de proposer une zonation (en coupe) du paramètre de forme (K) de l'ellipsoïde de déformation (Fig. 10).

On peut se demander, à juste titre, si tous les modèles présentés dans ce mémoire (en particulier le dernier) ne s'éloignent pas trop de la réalité géologique qu'ils sont

censés décrire. Je présenterai, à titre d'exemple, le cas des nappes helvétiques qui me paraissent une illustration du modèle d'extrusion-étalement. D'autres exemples sont décrits dans les annexes 2 et 5. Les nappes helvétiques sont situées dans le domaine externe des Alpes centrales et représentent, au moins en partie, la couverture sédimentaire des massifs cristallins externes de l'Aar et du Gotthard. La déformation principale est datée du miocène (Cf partie II de ce mémoire pour une analyse détaillée de la cinématique tertiaire des Alpes centrales). La structure majeure correspond au vaste pli-nappe de la nappe de Morcles (unité inférieure) qui s'enracine dans le synclinal de Chamonix. Les travaux de J.G. Ramsay et de son équipe permettent une vision précise de la déformation dans les trois unités principales (Morcle, Diableret et Wildhorn).

Les points suivants sont particulièrement démonstratifs:

- L'intensité de la déformation augmente considérablement du sommet vers la base, mais également du front vers l'arrière (Ramsay, 1981; Durney, 1982).
- Les trajectoires de schistosité en coupe sont concaves, très redressées dans les unités supérieures (Dietrich and Casey, sous presse).
- La linéation d'étirement est parallèle au déplacement dans la partie inférieure des nappes, et perpendiculaire au déplacement dans la partie supérieure (Ramsay, 1981).
- Ces deux domaines sont séparés par une zone où la linéation d'étirement n'est plus décelable sur le plan de schistosité, c'est à dire que l'ellipsoïde de déformation est de révolution autour de l'axe de raccourcissement ($K=0$). En revanche, la partie supérieure de l'édifice de nappes est caractérisée par un ellipsoïde en constriction ($K>1$) dont l'unique axe d'allongement est perpendiculaire au déplacement. Partout ailleurs, sauf à la base de la nappe de Morcles ($K=1$), la déformation est tridimensionnelle en aplatissement (Ramsay, 1981, p. 301-303).

La géométrie présentée ci-dessus correspond à la déformation finie des nappes helvétiques. La déformation incrémentale permet, par ailleurs, de dégager des informations supplémentaires relatives à l'histoire spécifique de la mise en place des nappes helvétiques (Dietrich and Durney, 1986). Mais les traits caractéristiques de la déformation finie sont si proches de ceux décrits dans les modèles qu'il n'est guère nécessaire d'argumenter plus avant pour défendre l'hypothèse d'extrusion-étalement des nappes helvétiques au moment de la déformation intense, par raccourcissement horizontal, des massifs cristallins externes. La déformation plane enregistrée à la base de la nappe de Morcles peut s'interpréter de deux manières: (1) par les conditions aux limites qui ne permettent pas un étalement radial à la base de l'empilement des nappes et/ou (2) par l'intensité de la composante de cisaillement simple, si forte, que les mesures de terrain peuvent difficilement enregistrer la composante de cisaillement pur, négligeable en intensité.

I.8. Plissement cinématique dans les étalements gravitaires.

Les plis sont d'observations courantes dans les nappes superficielles. Les variations fréquentes de viscosité entre les différentes couches sédimentaires des nappes sont à l'origine de flambage, et ainsi de plissement à toutes les échelles sous l'action des contraintes. Le plissement par flambage n'est probablement pas le seul possible dans les écoulements, puisqu'il a été observé depuis longtemps, dans de nombreux glaciers, un plissement isoclinal du litage, en particulier près de la surface basale des glaciers (Chamberlin, 1928). Or, les différentes couches du litage observées dans les glaciers ont exactement les mêmes propriétés rhéologiques, c'est à dire que le plissement se produit sans contraste de viscosité, par une amplification purement cinématique. La théorie mathématique d'un tel plissement cinématique a été effectuée par Hudleston en 1976. A la base d'un écoulement (quel qu'il soit), sur les creux et les bosses de la surface basale irrégulière, les lignes de courant recoupent le litage. Sur une même interface (limite entre deux couches), les vitesses de déplacement ne sont plus les mêmes en raison du gradient vertical de vitesse, et les points les plus rapides tendent à rattraper les points les plus lents, d'où plissement (Fig. 3 dans l'annexe 6).

Des expériences ont été menées pour tester la validité et le champ d'application de ces plissements cinématiques dans les étalements gravitaires. Ces expériences sont résumées dans l'annexe 6. Cette modélisation analogique a permis de dégager un certain nombre de conclusions pratiques importantes concernant les plissements. Ces règles sont valables autant pour les plissements actifs que passifs (Cf annexe 6).

1. Comme dans les glaciers (de glace ou de sel; Cf Hudleston, 1976 et Talbot, 1979), de grands plis couchés peuvent se former dans les nappes par amplification purement cinématique, due à un écoulement instable au dessus des irrégularités topographiques de la surface basale.
2. Le cylindrisme des plis ainsi formés est directement lié au cylindrisme des irrégularités à l'origine du plissement: des obstacles non-cylindriques donnent des plis non-cylindriques.
3. Si la déformation est intense, les plis non-cylindriques évoluent en plis en fourreau, quel que soit le régime de la déformation (coaxial ou non coaxial). L'échelle de ces plis en fourreau dépend de l'échelle de la perturbation initiale.
4. Les contrastes de viscosité entre les couches introduisent des effets mécaniques qui amènent le replissement des plis formés par amplification cinématique. On doit donc se méfier, sur le terrain, des interprétations hâtives en terme de tectonique polyphasée.

Des plissements kilométriques ont été observés dans la nappe du Parpaillon, plis formés aux creux de la surface d'érosion miocène sur laquelle la nappe progressait. Ces plis ont été interprétés comme le résultat d'un plissement cinématique lié à la perturbation des lignes de courant sur ces irrégularités basales (Cf annexe 6).

Mais il faut souligner que ces plis cinématiques ne sont nullement restreints aux nappes gravitaires. Ils peuvent être rencontrés dans n'importe quels contextes tectoniques où un gradient de vitesse (verticale ou horizontale) s'interrompt sur une surface irrégulière (basale ou latérale). Ainsi, il est fréquent d'observer des plis, couchés ou déversés, associés à du boudinage, et localisés entre les boudins (fig. 11).

I.9. La compression arrière: modèle 2D.

Des expériences bidimensionnelles ont été réalisées en collaboration avec B. Guillier. Les modèles sont également constitués de silicone pour permettre l'obtention d'un champ de déformation ductile sans discontinuité. En effet, les modèles en plasticine, matériel dont la rhéologie correspond à une loi de puissance ($n=7-9$), se déforment par failles et ne permettent pas une comparaison directe avec le champ de déformation totale obtenu dans les modèles précédents. Les modèles sont dimensionnés de sorte à rendre le rôle de la gravité négligeable (valeur faible du nombre d'Argand (England and Mc Kenzie, 1982); Cf le dimensionnement de ces modèles dans Guillier, 1988). Les résultats sont conformes à la déformation habituellement décrite sur le terrain dans les nappes mises en place par compression à l'arrière (e.g. Siddans, 1979).

Les points majeurs qui doivent servir de critères sur le terrain pour argumenter la poussée arrière sont les suivants (Fig. 12):

- Le gradient principal de déformation correspond à une augmentation de l'intensité de la déformation du front vers l'arrière. Le front du modèle est indemne de déformation interne et se translate rigidement. Une nette augmentation de la déformation du sommet vers la base est également mise en évidence, à l'instar de toutes les nappes quel que soit leur mécanisme de mise en place.

- La déformation dans la partie supérieure de la nappe est proche d'un régime coaxial, caractérisé par un raccourcissement horizontal et un allongement vertical. A la base, la déformation s'apparente au contraire à un cisaillement simple très intense.

- Les trajectoires de schistosité en coupe parallèle au déplacement sont, en conséquence, de type concave: sub-verticales dans la majeure partie de la nappe et faiblement pentées vers la base.

Dans les modèles en plasticine, le matériel subit au début de la poussée une déformation continue dont le champ de déformation est en tout point semblable à celui observé dans les modèles visqueux. Après une certaine quantité de raccourcissement, la déformation se localise par des failles inverses ou sub-horizontales; où se concentre

l'essentiel des déplacements (les secteurs du modèle situés entre les failles ne se déformant pratiquement plus).

I.10. Conclusion.

L'étude expérimentale des différents mécanismes de mise en place des nappes superficielles a permis de montrer que les conditions aux limites déterminent, pour une large part, le champ de déformation finie associé au déplacement des nappes. La classification ultime (et simplificatrice) proposée des mécanismes de mise en place repose ainsi sur des cas limites, dont l'intérêt provient surtout d'une part, de leur déformation interne spécifique et d'autre part, de leur indéniable réalité géologique. On pourrait, sans doute, complexifier grandement cette classification en faisant varier à l'infini les conditions aux limites, mais une telle démarche déboucherait rapidement sur une erreur méthodologique qui consisterait à reproduire en laboratoire les cas particuliers observés dans la nature. Le but principal de la modélisation analogique est en effet, avant toute autre chose, de comprendre un processus physique, en évaluant les différents paramètres mécaniques qui le contrôlent, et en déterminant le champ des structures ou de déformation finie associé aux déplacements.

Des informations complémentaires pourraient également être obtenues en faisant varier la rhéologie des différents modèles étudiés, tout en conservant les conditions aux limites testées dans ce mémoire. Il est peu probable que les champs de déformation observés soient différents de ceux décrits dans les modèles précédents, mais l'expression de ces champs pourrait varier fortement. L'étude du développement des champs de structures, tels que les failles, souvent observées dans la nature mais absentes dans les modèles visqueux, permettrait probablement des corrélations précises avec de nombreux exemples naturels.

ANNEXE 1

Publié avec l'aimable autorisation de la
Revue de Géologie Dynamique et de
Géographie Physique.

Déplacement et déformation des nappes superficielles

par Olivier MERLE *

RÉSUMÉ. — Une analyse de la déformation dans les nappes est effectuée à partir des modèles mécaniques connus de mise en place. Quatre modèles mécaniques sont présentés : 1) Glissement rigide commandé par le critère de rupture Navier-Coulomb — 2) Glissement visqueux réalisé par une couche basale à faible viscosité — 3) Etalement visqueux correspondant à un fluage de toute la nappe sous son propre poids — 4) Compression horizontale à l'arrière de la nappe.

La relation entre déplacement et déformation est d'abord précisée et un exemple réel de nappe est donné où l'analyse de la déformation a permis de retrouver la trajectoire exacte du déplacement.

Puis, deux tests structuraux, permettant de discuter le champ d'application de chacun des modèles mécaniques, sont développés : le champ de déformation finie dans les nappes, l'apparition et l'évolution des structures de toutes échelles.

Ces deux tests permettent dans la plupart des cas de choisir le modèle de mise en place le mieux approprié.

Enfin, un modèle gravitaire visqueux est proposé pour rendre compte des très grands déplacements (~ 100 km) réalisés par certaines nappes de couverture non métamorphisées.

Mots-clés : Nappe, Modèle mécanique, Déplacement, Déformation.

ABSTRACT. — *Translation and deformation of superficial nappes :* A structural analysis for nappes and thrusts is made from well-known mechanical models of thrusting. Four mechanical models are retained : 1) Frictional gliding governed by Navier-Coulomb criterion of brittle failure — 2) Viscous gliding accomplished by a low-viscosity basal strata — 3) Spreading of the whole nappe under its own weight — 4) Horizontal push from the rear.

The relationship between displacement and strain is first elaborated and an natural example is provided where an analysis of the deformation has allowed us to uncover the exact translation of the nappe.

Then, two structural tests are developed to examine the conditions for which each mechanical model is applicable : strain pattern within the nappes, formation and evolution of structures at all scales.

These two tests allow us to choose the best mechanical model for the emplacement of a nappe.

At last, a viscous gravitational model is proposed to explain the very long displacement (~ 100 km) of some superficial nappes without any metamorphism. Physical mechanisms of deformation in these kinds of nappes are briefly discussed.

Key-words : Nappe, Mechanical model, Displacement, Strain.

Introduction.

On distingue classiquement dans les nappes deux géométries principales : 1) les nappes dites du premier genre (ou pli-nappe) qui correspondent à de vastes plis couchés jusqu'à l'horizontale; 2) les nappes dites du second genre qui correspondent à des masses rocheuses translitées sur une surface proche de l'horizontale, sans formation de flanc inverse à l'échelle de la nappe bien qu'admettant souvent des plissements à plus petite échelle.

Cet article traite essentiellement des nappes du second genre, largement représentées dans la plupart des chaînes de montagnes. Le problème posé par ces charriages est celui de la nature des forces capables de déplacer sur de grandes distances des volumes rocheux aussi considérables. Il est centré depuis longtemps sur le rôle respectif joué par les forces de volume (forces produites par le champ gravitationnel terrestre) et les forces de surface (forces horizontales produites aux limites des plaques tectoniques) dans l'individualisation et la translation des nappes.

Il en résulte que les théories sur les mécanismes de mise en place, d'un nombre au demeurant assez restreint, peuvent être classées en deux groupes fondamentaux :

- | | |
|----------------------|--|
| GRAVITAIRE ————— | ● glissement gravitaire |
| | ● étalement gravitaire |
| NON GRAVITAIRE ————— | ● compression à l'arrière de la nappe |
| | ● raccourcissement d'un socle par rapport à sa couverture (M.A. Winslow, 1981) |

Chacune de ces trois théories (nous ne traiterons pas ici celle trop spécifique de M.A. Winslow) a été défendue par des modèles mécaniques, le plus souvent contradictoires, comportant nécessairement un certain nombre d'hypothèses.

* Centre Armoricaire d'Etude Structurale des Socles (C.N.R.S.), Université de Rennes, 35042 Rennes Cedex, France.

O. MERLE

TABL. 1. — Les trois théories principales de mise en place des nappes et les modèles mécaniques correspondants.

TABL. 1. — *The three principal theories for nappe emplacement and their corresponding mechanical models.*

THEORIES	MODELES MECANIKES (Rhéologie)
Glissement gravitaire	. glissement rigide mais avec forte pression des fluides à la base (M.K. Hubbert et W.W. Rubey, 1959) . couche visqueuse (ou visco-plastique) à la base (K.J. Hsu, 1969; R.O. Kelhe, 1970). . plastique (J. Goguel, 1948) . couche visco-plastique à la base surmontée par un bloc rigide plastique (J.M. Rambach et J. Deramond, 1979).
Etalement gravitaire	. visqueux (W.H. Bucher, 1956) . plastique à l'affleurement et visqueux à l'échelle de la nappe (R.A. Price, 1973). . plastique au sommet, visqueux à la base (D. Elliott, 1976b).
Compression horizontale	. plastique (J. Goguel, 1948 ; W.H. Chapple, 1978). . couche plastique à la base surmontée par un bloc élastique (G. Mandl et G.K. Shippam, 1981).

ses sur le comportement rhéologique des roches pendant le charriage (tabl. 1). Après un rappel bref de la problématique mécanique des grandes nappes, on détaillera dans un premier temps les principaux modèles mécaniques connus. Puis, au cours d'une seconde partie, on tentera de définir la déformation spécifique associée à chacun de ces modèles afin de discuter leur champ d'application. Des critères structuraux seront ainsi mis en évidence permettant de choisir sur le terrain le modèle de mise en place le plus probable pour le cas étudié. La démarche proposée consiste donc à aborder la recherche du moteur de la translation des nappes non plus sous l'angle unique de la mécanique mais aussi et surtout sous celui de l'analyse de la déformation associée au déplacement.

I. — LES MODÈLES MÉCANIQUES DE MISE EN PLACE DES NAPPES.

A. Le paradoxe mécanique des grandes nappes.

1. *L'hypothèse d'une compression à l'arrière de la nappe :* si le déplacement d'une nappe s'effectue le long d'une faille

non-ductile, la valeur minimale de la contrainte tangentielle nécessaire pour amorcer ce plan de rupture est donnée par l'équation (critère de rupture Navier-Coulomb, cf. N.J. Price, 1966, p. 26) :

$$\tau = \tau_0 + \sigma \operatorname{tg} \varphi \quad (1)$$

où τ et σ sont les contraintes tangentielles et normales sur le plan de rupture, τ_0 et φ respectivement la cohésion et l'angle de friction interne de la roche (constantes propres au matériel, φ étant proche de 30° pour la plupart des roches). Ou, plus simplement, en négligeant la cohésion du matériel comme certains auteurs l'ont proposé (M. K. Hubbert et W.W. Rubey, 1959) :

$$\tau = \sigma \operatorname{tg} \varphi \quad (2)$$

Si on applique à l'arrière d'une masse rocheuse une contrainte horizontale suffisante, cette future nappe peut se déplacer sans déformation, seulement si la résistance de la roche le permet. Or, cette résistance n'est pas infinie; au-delà d'une certaine longueur (liée à l'épaisseur) la masse rocheuse ne se translate plus rigidement mais se déforme par des failles inverses ou des plis.

Le critère de rupture Navier-Coulomb permet de calculer la longueur maximale que peut prendre une nappe soumise à une compression arrière. Les résultats indiquent qu'une nappe de 1 km d'épaisseur ne peut dépasser la longueur de 8 km, et une nappe de 5 km d'épaisseur ne

DÉFORMATION DES NAPPES

pourra dépasser 18,5 km de longueur (M.K. Hubbert et W.W. Rubey, 1959; pour une bonne approche de ces problèmes de dimension, cf. S.A. Murrell, 1981). Ainsi, translater une nappe d'une vingtaine de kilomètres de long suivant une surface horizontale par compression arrière apparaît être mécaniquement impossible. En d'autres termes, beaucoup de nappes sont trop fines par rapport à leur superficie pour que leur translation puisse se produire par une force appliquée à l'arrière (M.S. Smolukowsky, 1909).

2. *L'hypothèse de la translation sur un plan incliné* : l'angle minimal nécessaire pour que se produise un plan de rupture sous l'action de la gravité peut également être calculé à partir du critère de rupture Navier-Coulomb. Les contraintes normales et tangentielles le long de la base sont données par les relations simples (fig. 1) :

$$\begin{aligned}\sigma &= \rho g h \cos \theta \\ \tau &= \rho g h \sin \theta\end{aligned}\quad (3)$$

σ et τ étant les contraintes normales et tangentielles, ρ la densité de la roche, g l'accélération de la gravité, h l'épaisseur de la nappe et θ l'angle du plan incliné, d'où l'on tire :

$$\frac{\tau}{\sigma} = \tan \theta \quad (4)$$

or, d'après l'équation (2), nous savons que la rupture est commandée par la relation :

$$\frac{\tau}{\sigma} = \tan \varphi \quad (5)$$

donc :

$$\theta = \varphi = 30^\circ \quad (6)$$

Le plan de rupture ne peut se former si l'angle est inférieur à 30° (M.K. Hubbert et W.W. Rubey, 1959). Pourtant, la plupart des surfaces basales des grandes

nappes sont pratiquement horizontales. On remarquera en outre qu'une telle pente nécessiterait des altitudes avant le charriage absolument aberrantes (M. Lemoine, 1973).

Posée en ces termes, l'hypothèse gravitaire apparaît donc mécaniquement tout aussi difficile à défendre que l'hypothèse d'une compression horizontale. Cette contradiction montre clairement que la réalité géologique ne correspond pas à ces hypothèses mécaniques qui excluent autant les théories gravitaires que non-gravitaires. Toutes les recherches sur l'origine des charriages se sont en conséquence concentrées sur la résolution de ce paradoxe mécanique.

B. Le glissement gravitaire.

1. *Glissement rigide* : la pression isotrope d'un fluide piégé dans les pores d'une roche diminue les contraintes normales et facilite la déformation cassante du matériel sous l'action d'un tenseur de contrainte (W.J. Mead, 1925). Cette propriété se représente sur un diagramme de Mohr par le déplacement vers la gauche du cercle $\sigma_1 \cdot \sigma_3$ qui peut alors franchir l'enveloppe de Mohr-Coulomb, d'où rupture (fig. 2).

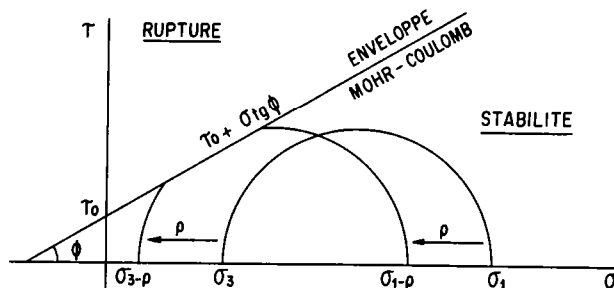


FIG. 2. — Déplacement vers la gauche du diagramme de Mohr, du cercle des contraintes normales dans les zones à forte pression (p) des fluides.

FIG. 2. — Displacement of the normal stress circle towards the left side of the Mohr-diagram in the zones of high fluid pressure (p).

Pour une nappe, la pression isotrope du fluide réduit la contrainte normale produite par le poids de la nappe le long de la base : la résistance au glissement en est ainsi diminuée (fig. 3). Le critère de rupture Navier-Coulomb doit donc être corrigé en introduisant le rôle de la pression des fluides. L'équation (1) devient :

$$\tau = \tau_0 + (\sigma - p) \tan \varphi \quad (\text{K. Terzaghi, 1950}) \quad (7)$$

où p est la pression des fluides. Et en posant $\lambda = p/\sigma$:

$$\tau = \tau_0 + (1 - \lambda) \sigma \tan \varphi \quad (8)$$

Si, comme précédemment, on recalcule l'angle θ nécessaire au glissement, on obtient :

$$\tan \theta = (1 - \lambda) \tan \varphi \quad (9)$$

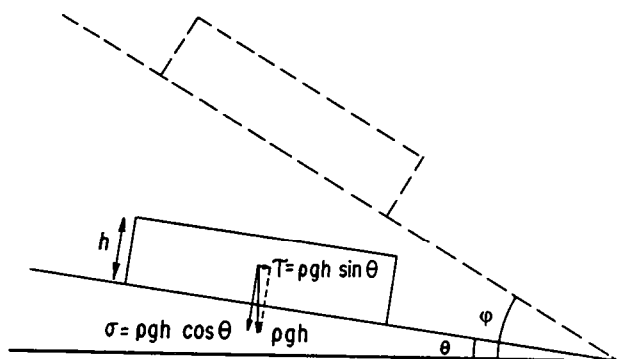


FIG. 1. — Nappe sur un plan incliné d'un angle θ : angle φ nécessaire au glissement (d'après M.K. Hubbert et W.W. Rubey, 1959).

FIG. 1. — Nappe on a slope of θ degrees : angle φ necessary for gliding (after M.K. Hubbert and W.W. Rubey, 1959).

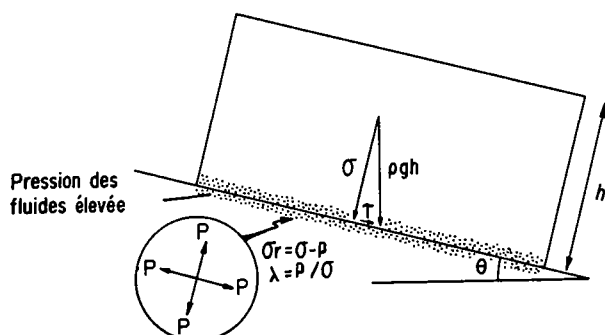


FIG. 3. — Nappe sur un plan incliné avec une zone à forte pression des fluides à la base (en pointillé). σ_r = contrainte normale résultante (contrainte normale σ liée au poids de la nappe moins la pression p des fluides).

FIG. 3. — Nappe on a slope of θ degrees with high fluid pressure at the base. σ_r = résultant normal stress (normal stress σ related to the weight of the nappe minus the fluid pore pressure).

L'angle θ est donc fonction de la pression des fluides (terme λ) et pour des valeurs λ proches de l'unité, l'angle possible pour le glissement n'est plus que de quelques degrés (M.K. Hubbert et W.W. Rubey, 1959). Ce modèle en postulant l'existence, en profondeur, de couches où les fluides sont anormalement importants (W.W. Rubey et M.K. Hubbert, 1959) rapproche ainsi le mécanisme de formation d'une nappe gravitaire de celui des glissements de terrain superficiel (K. Terzaghi, 1950; K.J. Hsu, 1969) pour lesquels l'angle de glissement n'est souvent que de quelques degrés.

2. *Glissements visqueux* : plusieurs auteurs (C.B. Raleigh et D.T. Griggs, 1963; K.J. Hsu, 1969; N.J. Price, 1977) ont souligné les limites du modèle précédent qui apparaît inadéquat dans de nombreux cas. S'il est, d'autre part, difficile de démontrer la présence d'une forte pression des fluides à la base d'une nappe au moment de sa formation, on observe par contre fréquemment au niveau du contact anormal une couche de faible résistance mécanique (schiste noir, gypse, ...) qui apparaît beaucoup plus déformée que le reste de la nappe. Cette couche peut être assimilée à un matériel visqueux (ou visco-plastique) se déformant intensément entre deux plaques rigides (K.J. Hsu, 1969; R.O. Kelhe, 1970; J. Déramond, 1979). A l'inverse du modèle précédent, la déformation est ductile et thermiquement activée, c'est-à-dire qu'elle met en jeu des déformations intracristallines (telles que des mouvements de dislocations ou des diffusions de lacunes) mais aussi d'autres mécanismes physiques comme des glissements aux joints de grains (superplasticité) ou de la pression-solution (dissolution dans les zones exposées à la contrainte maximale, transport en solution et recristallisation dans les zones de moindre contrainte). Dès lors, le critère de rupture Navier-Coulomb applicable pour les déformations fragiles (cassantes) n'est plus adéquat. Un tel

comportement ductile de la couche basale permet un déplacement lent mais net (inférieur à 0,1 cm/an) sur des pentes très faibles (1 à 5°) et un déplacement rapide (supérieur à 1 cm/an) sur des pentes faibles (10 à 15°) (P. Fletcher et N.C. Gay, 1971; R.O. Kelhe, 1971).

Dans ce modèle, le concept d'un écoulement visqueux le long de la base permis par une couche à faible viscosité se substitue au concept de glissement rigide qui nécessite une pression anormale des fluides à la base de la nappe. Cependant, les deux modèles ne sont pas nécessairement antinomiques : certaines couches à faible viscosité se transforment souvent minéralogiquement en libérant de l'eau (par exemple le gypse en anhydrite) dont la pression isotrope facilite le glissement (H.C. Heard et W.W. Rubey, 1966; J. Goguel, 1969).

C. L'étalement gravitaire.

Le glissement sur un plan incliné n'est pas la seule possibilité offerte par la gravité qui peut permettre, sous certaines conditions, un déplacement dans le sens contraire de l'inclinaison de la surface basale. En effet, c'est la pente de la surface sommitale qui détermine le mouvement de la matière tendant vers un équilibre gravitaire.

La contrainte tangentielle le long de la base de la nappe est donnée par l'équation bien connue des glaciologues :

$$\tau_b = \rho g h \alpha \quad (\text{J.F. Nye, 1952}) \quad (10)$$

où ρ est la densité de la roche, g l'accélération gravitaire, h la hauteur de la nappe et α la pente de la surface sommitale.

Cette contrainte tangentielle basale est donc surtout fonction de la pente de la surface topographique et non de la pente de la base.

Vérifié par des expériences en laboratoire (W.J. Sollas, 1906; W.H. Bucher, 1956), démontré pour de nombreux glaciers (P.A. Shumskii, 1964; L. Lliboutry, 1965; W.S. Paterson, 1969), ce modèle a été introduit plus récemment en géologie, pour les Rocheuses canadiennes d'abord (R.A. Price et E.W. Mountjoy, 1970; R.A. Price, 1973; D. Elliot, 1976 a et b) et pour les nappes scandinaves ensuite (H. Ramberg, 1977 et 1980).

Il nécessite une rhéologie visqueuse (ou tout au moins visco-plastique) qui permet un fluage de la nappe sous son propre poids et ainsi son étalement dans la direction de la pente de la surface topographique.

D. La compression horizontale.

Une mise en place non-gravitaire exige la présence d'une contrainte extérieure horizontale qui, en agissant sur

DÉFORMATION DES NAPPES

la nappe, la translate sur une surface plus ou moins horizontale. Mécaniquement, ce modèle nécessite des hypothèses strictes liées à la forme de la nappe et à la présence obligatoire d'une couche incompétente à la base (W.M. Chapple, 1978, fig. 4, cf. discussion dans D. Elliott, 1980).

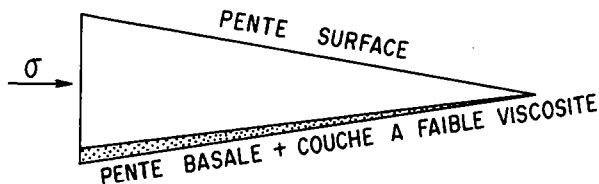


FIG. 4. — Les hypothèses du modèle mécanique de W. Chapple (1978) : forme triangulaire de la nappe, pente de surface et couche basale à faible viscosité.

FIG. 4. — *The characteristics of Chapple's model (1978) : a wedge shape for the nappe, a surface slope and a basal layer of low viscosity.*

Dans ce cas (fig. 4), et si la rhéologie des roches de la couche basale et du corps principal est supposée parfaitement plastique, on peut démontrer que les forces de surface (en l'occurrence les forces tectoniques horizontales) suffisent pour vaincre le seuil de rupture dans la couche basale.

D'autre part, cette compression horizontale provoque un épaississement à l'arrière de la nappe et donc une pente topographique non négligeable qui peut favoriser l'action des forces de volume (étalement et glissement gravitaire). Une combinaison de plusieurs mécanismes peut donc être envisagée à la suite d'une initiation de nappe par compression horizontale. La translation ne peut s'effectuer sans déformation des roches en raison de leurs propriétés mécaniques; c'est pourquoi la rhéologie du matériel est toujours supposée plastique (J. Goguel, 1948; W.M. Chapple, 1978; G. Mandl et G.K. Shippam, 1981) pour permettre la transmission de la contrainte horizontale dans la masse en mouvement.

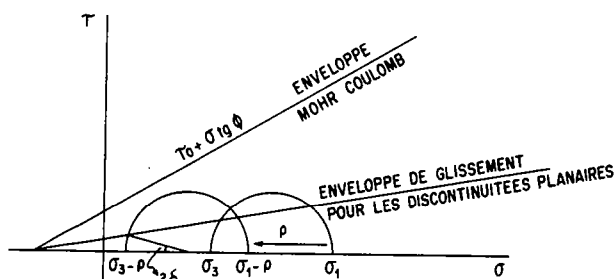


FIG. 5. — Les discontinuités planaires qui font un angle δ très petit avec la contrainte principale σ , sont susceptibles de devenir des plans de mouvement dans les zones à forte pression des fluides (d'après P. Gretener, 1981).

FIG. 5. — *Planar discontinuities that make a very low angle δ with the principal stress σ , become sliding planes in the zones of high fluid pressure (after P. Gretener, 1981).*

Dans ce modèle, on notera d'autre part que les plans de stratification qui font avant la déformation un angle faible avec la contrainte subhorizontale sont des surfaces de rupture potentielle. En particulier, dans les zones où la pression des fluides est anormale, ces surfaces d'anisotropie deviennent facilement des plans de mouvement (P.E. Gretener, 1981, fig. 5) qui peuvent s'exacerber en chevauchement.

II. — L'ANALYSE DE LA DÉFORMATION DANS LES NAPPES : TEST DES MODÈLES MÉCANIQUES.

A. Relation déplacement-déformation dans les nappes.

Chacun des modèles décrits plus haut comporte, implicitement ou explicitement, des hypothèses sur le comportement rhéologique des roches au moment de la déformation. Si ces hypothèses sont parfois vérifiables par l'étude des mécanismes physiques de la déformation (E.H. Rutter, 1976; H.C. Heard, 1976), elles sont par contre rarement appréciables sur le terrain où seul l'aspect géométrique de la déformation est observable. Il est donc nécessaire de se libérer de ces hypothèses rhéologiques pour tenter de retrouver l'origine des nappes (et de toutes les structures géologiques) par l'analyse de la déformation observable sur le terrain, comme cela a déjà été réalisé pour certaines portions de chaînes de montagnes (P. Choukroune et M. Seguret, 1973).

Toute transformation d'un état initial non déformé en un état final déformé peut être considérée comme la combinaison d'une déformation pure, d'une rotation rigide et d'une translation rigide (W.D. Means, 1976, p. 144; P. Sirieys, 1981) (fig. 6).

$$\text{Transformation} = \left\{ \begin{array}{c} \text{Déformation} \\ \text{pure} \end{array} \times \begin{array}{c} \text{Rotation} \\ \text{rigide} \end{array} \right\} + \begin{array}{c} \text{Translation} \\ \text{rigide} \end{array} \quad (11)$$

Les grands déplacements observés (de l'ordre de la dizaine à la centaine de kilomètres) sont principalement réalisés par une translation rigide dont la valeur absolue n'est que très rarement quantifiable (J.G. Ramsay, 1969). Seuls des déplacements relatifs peuvent être mesurés à partir des données stratigraphiques ou cartographiques.

La déformation interne des roches de la nappe est par contre directement quantifiable sur le terrain. Cette quantification peut, par exemple, être obtenue à partir des trajectoires de la schistosité, du régime, de l'ellipsoïde et des gradients de déformation qui, ensemble, définissent le champ de déformation finie dans la nappe. Les structures qui apparaissent pendant le déplacement (plis, failles,

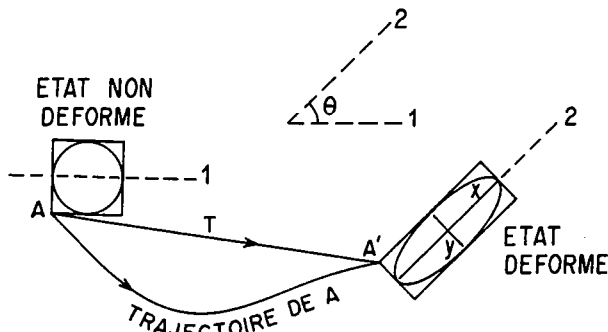


FIG. 6. — Relation entre la déformation pure (changement d'un cercle en une ellipse d'axe X et Y), la translation rigide (T), la rotation rigide (θ) et la trajectoire exacte d'une particule A (cas général).

FIG. 6. — Relation between strain (X, Y ellipse), rigid translation (T), rigid rotation (θ) and trajectory of a particle A (general case).

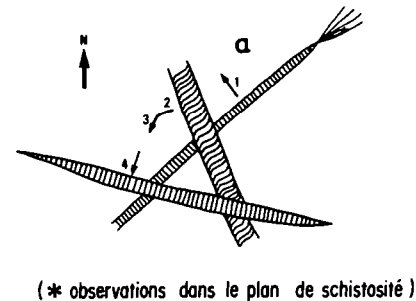
fentes) peuvent également être analysées qualitativement ou quantitativement et des indications précieuses peuvent ainsi être recueillies sur les conditions de leur apparition et, par voie de conséquence, sur le mécanisme de mise en place de la nappe.

D'un point de vue théorique (fig. 6), il n'existe aucune relation particulière entre la direction du déplacement d'une nappe et la déformation associée à la translation. La direction de l'étirement (mesurée par la linéation d'allongement minérale) ne peut donc servir d'arguments pour indiquer la direction de transport, la direction axiale des plis non plus. Il n'en reste pas moins vrai, lorsqu'une composante de cisaillement tangentiel intervient dans la déformation, que la linéation d'étirement est souvent parallèle à la direction du déplacement et que les axes des plis de grande échelle sont perpendiculaires à cette direction. Ceci provient des conditions particulières qui contrôlent le développement de la déformation. On peut distinguer trois causes principales responsables de déformation pendant la translation :

- 1) la résistance au déplacement le long de la surface basale;
- 2) les reliefs autochtones au front ou sous la nappe en mouvement;
- 3) la contrainte tectonique horizontale à l'arrière des nappes non-gravitaires.

La friction à la base de la nappe provoque un cisaillement tangentiel qui est obligatoirement dans la direction du déplacement. Cette identité dans la direction du déplacement et celle du cisaillement explique que la linéation d'étirement soit confondue avec la direction de transport, tout au moins à la base de la nappe.

Les reliefs autochtones ainsi que la contrainte tectonique horizontale sont à l'origine d'une direction de raccourcissement horizontal pratiquement perpendiculaire à la direction du déplacement : les axes de plis formés sont



(* observations dans le plan de schistosité)

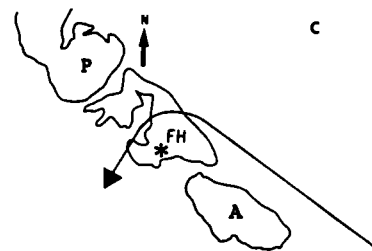
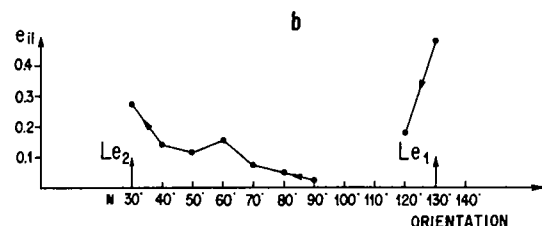


FIG. 7. — Exemple d'une nappe où la variation de l'étirement permet de proposer une trajectoire de déplacement (flysch à Helminthoïdes, Alpes Occidentales).

- A. Séquence de veines montrant la rotation progressive de l'étirement d'une direction NW-SE à une direction NE-SW (les directions des fibres de calcite recrystallisées dans les veines indiquent les directions incrémentales de l'étirement).
- B. Valeur des extensions incrémentales (e_{11}) en fonction de leur orientation mesurée grâce aux fibres sigmoïdes recrystallisées dans les zones abritées observées en lame mince dans le plan de schistosité (Le1 et Le2 = directions des deux linéations d'étirement mesurées à l'affleurement).
- C. Trajectoire de déplacement de la nappe reconstituée à partir des données de la déformation (A et P = massif cristallin externe de l'Argentera et du Pelvoux, FH = Flysch à Helminthoïdes) (d'après O. Merle, 1982).

FIG. 7. — A natural example of a nappe where stretching variations have allowed the determination of its exact translation (Helminthoid flysch, French Alps).

- A. Sketch of veins showing a progressive rotation of stretching from a NW-SE direction to a NE-SW direction (calcite fibers in veins show the incremental directions of stretching).
- B. Incremental extension (e_{11}) against its orientation measured by sigmoidal calcite fibers in pressure shadows observed in the cleavage plane (thin section). Le1 and Le2 correspond to the two stretching lineations seen in the outcrop.
- C. Inferred trajectory of the nappe from the analysis of its deformation (A and P = Argentera and Pelvoux external crystalline massifs, FH = Helminthoid Flysch) (after O. Merle, 1982).

DÉFORMATION DES NAPPES

donc normalement perpendiculaires à cette direction. Si la déformation est très intense, ces marqueurs passifs se réorientent progressivement dans la direction de l'étirement (cas des axes de plis parallèles à l'étirement et au déplacement). Nous verrons plus loin en détail que la direction d'allongement maximal de la matière et la direction du déplacement sont souvent quasiment confondues dans la plupart des nappes gravitaires. C'est en particulier le cas du Flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes Occidentales) où les axes de plis sont, de plus, perpendiculaires à la direction de transport. Les variations incrémentales de l'étirement principal, mesurées grâce aux néo-cristallisations synkinématiques sigmoïdes dans les veines ou les zones abritées (P. Choukroune, 1971; D.W. Durney et J.G. Ramsay, 1973; J.G. Ramsay, 1981), permettent alors de reconstituer avec une relative précision la trajectoire de cette nappe (O. Merle et J.P. Brun, 1981, fig. 7). Il est donc possible de démontrer que, pour certaines nappes gravitaires, les changements dans la direction du déplacement sont enregistrés par la déformation produite pendant la translation.

B. Le champ de déformation finie des différents modèles.

Chacun des modèles mécaniques est susceptible de provoquer un champ de déformation interne spécifique et donc reconnaissable. Cette déformation interne peut être utilement représentée par la matrice de déformation (fig. 8); par les variations verticales de l'intensité ou du régime de la déformation et par les trajectoires de schistosité.

Par souci de simplification, cette étude est principalement présentée en deux dimensions.

1. *Glissement rigide* : le glissement rigide se réduit à une simple translation rigide sans déformation interne dans la masse en mouvement (fig. 9). La matrice de déformation est donc égale à la matrice orthogonale de déformation nulle :

$$M = \begin{vmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1 \end{vmatrix} \quad (12)$$

La présence le long de la surface basale de cargneules dont on suppose maintenant qu'elles se forment par fracturation hydraulique à partir des dolomies (H. Masson, 1972; cf. également la discussion dans J. Debelmas *et al.*, 1978), peut être considérée comme un indice de ce mécanisme de mise en place. Il ne peut cependant servir de critère absolu que si la déformation interne de la nappe est très faible ou inexistante, ce qui exclut alors toute autre possibilité.

2. *Glissement visqueux* : le glissement visqueux s'accomplit par un régime de cisaillement simple dans la couche basale ou dans toute la nappe si la compétence des formations le permet. Ce cisaillement simple hétérogène est marqué par une intensification de la déformation vers le contact anormal basal (fig. 9). La matrice de déformation correspond ainsi à celle du cisaillement simple :

$$M = \begin{vmatrix} 1 & \gamma_c \\ 0 & 1 \end{vmatrix} \quad (13)$$

γ_c variant verticalement [$\gamma_c = f(h)$] de sorte que le cisaillement est nul au sommet et maximal à la base.

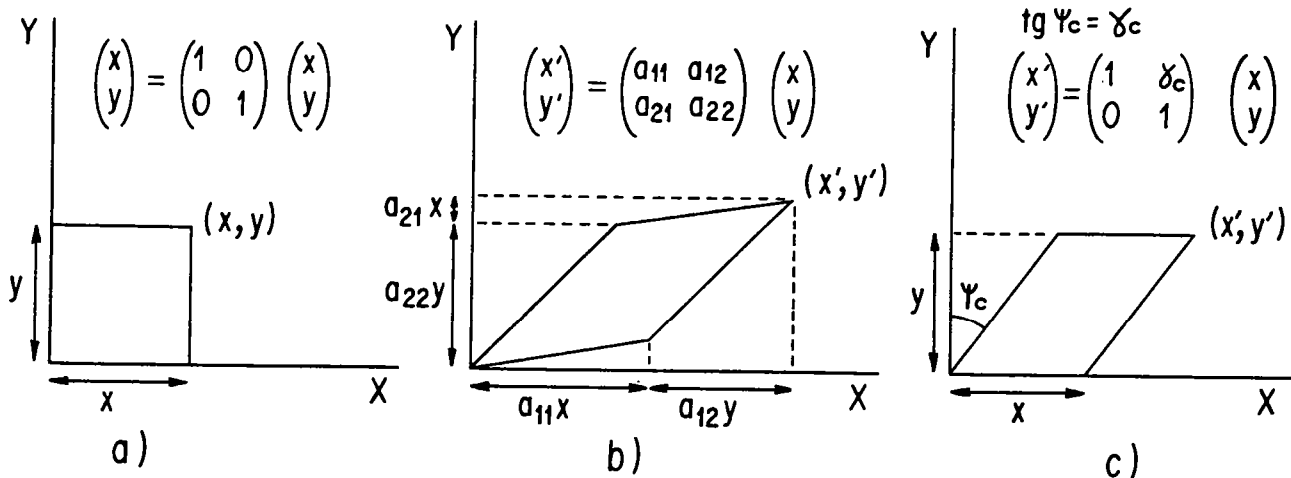


FIG. 8. — Transformation d'un point de coordonnées (x, y) en un point de coordonnées (x', y') . Écriture matricielle des relations $x' = Ax + By$ et $y' = Cx + Dy$. — a : état initial — b : cas général — c : cas du cisaillement simple.

FIG. 8. — Transformation of a point (x, y) to a point (x', y') . Matricial form of the relation $x' = Ax + By$ and $y' = Cx + Dy$. — A : undeformed state — b : general case — c : simple shear.

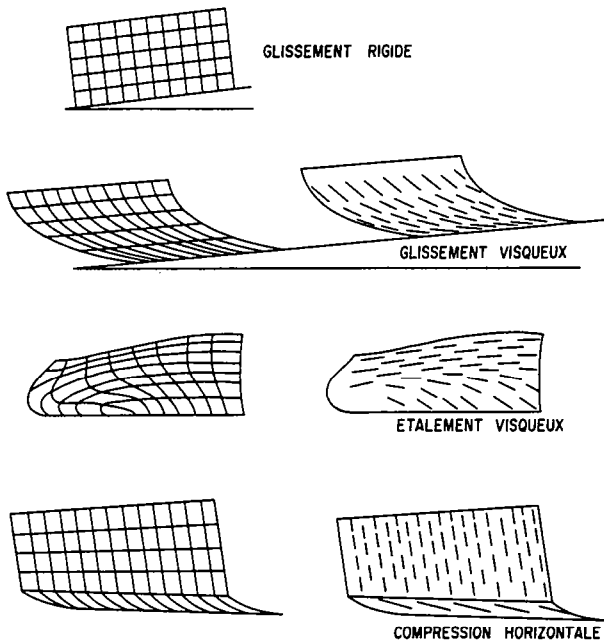


FIG. 9. — Déformation d'une grille initialement orthogonale pour chacun des modèles mécaniques. A droite, allure des étirements correspondant à chaque déformation (= trace de la schistosité en coupe). Viscosité homogène pour tous les modèles sauf pour la compression horizontale où la couche basale est de plus faible viscosité.

FIG. 9. — *Deformation of an orthogonal grid for each mechanical model. On the right side, pattern of maximum stretch trajectory (= schistosity). Homogeneous viscosity in these models except for push from the rear where there is a basal layer of low viscosity.*

Le cisaillement (et conséquemment sa direction) étant produit par la pente basale, on peut considérer que la linéation d'étirement correspond géométriquement à la projection du vecteur déplacement sur le plan de schistosité (cf. discussion sur ce sujet dans J.F. Gamond, 1980).

3. *Etalement visqueux* : ce mécanisme de mise en place s'effectue par un raccourcissement vertical dû au poids de la nappe et corrélativement puisque le matériel est incompressible par un allongement horizontal qui constitue le mouvement de la nappe. Il en résulte que l'étirement de la matière se fait dans la direction du déplacement.

La déformation interne correspond principalement à un raccourcissement vertical coaxial. Cependant, les profils verticaux d'écoulement (= profils de vitesse) (fig. 10) indiquent que cette déformation coaxiale s'accompagne d'un mouvement tangentiel non négligeable. Lorsque la déformation s'effectue par un fluage de toute la nappe sans mouvements discontinus, les modèles expérimentaux en silicone réalisés en laboratoire (H. Ramberg, 1980) indique que la déformation prend essentiellement la forme d'un raccourcissement vertical coaxial au sommet alors qu'elle combine ce raccourcissement coaxial avec un cisaillement

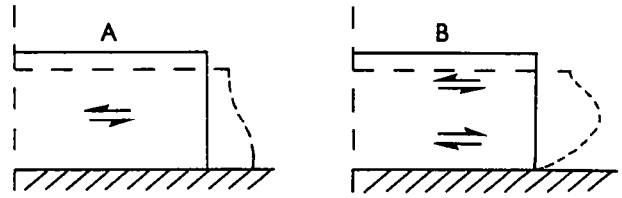


FIG. 10. — Sens des mouvements tangentiels pendant un étalement gravitaire. A : absence de frottement entre la base et son substratum. — B : adhérence totale (d'après H. Ramberg, 1977).

FIG. 10. — *Senses of shear in two spreading model. A : when the nappe is resting on a frictionless base. — B : when the nappe is resting on a base with coherent contact allowing no slip. (after H. Ramberg, 1977).*

simple vers la base (fig. 9). La matrice de déformation est donc différente au sommet et à la base de la nappe et prend schématiquement les formes suivantes :

$$M_{\text{Sommet}} = \begin{vmatrix} a_{11} & 0 \\ 0 & a_{22} \end{vmatrix} \quad (14 a)$$

$$M_{\text{Base}} = \begin{vmatrix} 1 & \gamma_c \\ 0 & 1 \end{vmatrix} \cdot \begin{vmatrix} a_{11} & 0 \\ 0 & a_{22} \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} a_{11} & a_{22} & \gamma_c \\ 0 & a_{22} & 0 \end{vmatrix} \quad (14 b)$$

cisaillement simple raccourcissement vertical

On a ainsi apparition, puis augmentation d'une composante de cisaillement simple vers la base de la nappe. Sur le terrain, cette augmentation suit une loi exponentielle (N.J. Milton et G.D. Williams, 1981, fig. 11).

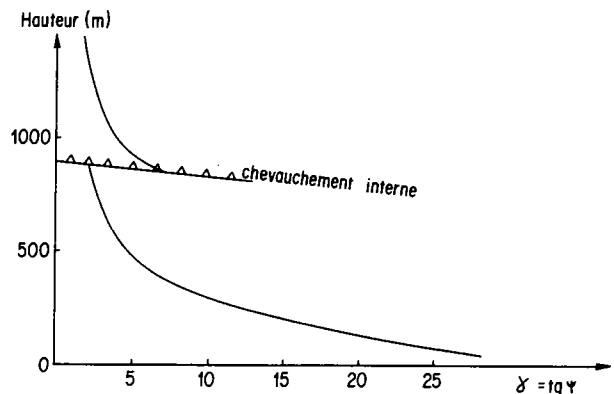


FIG. 11. — Intensité du cisaillement en fonction de la hauteur au-dessus du contact anormal dans la nappe de Laksfjord (Scandinavie) (d'après N.J. Milton et G.D. Williams, 1981).

FIG. 11. — *Graph of simple shear component of strain against height above the basal thrust in the spreading nappe of Laksfjord (Finmark) (after N.J. Milton and G.D. Williams, 1981).*

4. *Combinaison du glissement et de l'étalement visqueux* : si la pente basale est inclinée dans la même direction que la pente de surface, le glissement visqueux peut se combiner avec l'étalement. Ce cas a été étudié à l'aide de modèles réduits expérimentaux (en silicone) fluant sur une

DÉFORMATION DES NAPPES

pente basale favorable (J.P. Brun et O. Merle, 1982). La déformation est alors très proche de celle produite au cours d'un étalement gravitaire; les mouvements tangentiels sont seulement plus intense en raison de la pente basale favorable et s'expriment dès le sommet du modèle.

La matrice de déformation est donc semblable à la matrice (15 b) avec, pour une hauteur h donnée au-dessus du contact anormal :

$$a_{22} \cdot \gamma_c \left(\begin{array}{c} \text{glissement} \\ + \\ \text{étalement} \end{array} \right) > a_{22} \cdot \gamma_c \quad (\text{étalement})$$

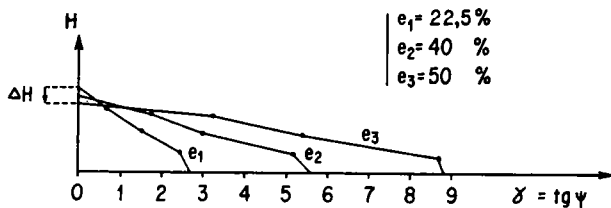


FIG. 12. — Variation du cisaillement ($\gamma = \text{tg } \psi$) d'une ligne initialement verticale en fonction de la hauteur (H) au-dessus de la base dans un modèle expérimental combinant étalement et glissement. Trois stades successifs d'écoulement ont été étudiés ($e = 100 \times (l_1 - l_0)/l_0$, l_0 = longueur du modèle avant l'écoulement, l_1 = longueur du modèle après l'écoulement). ΔH correspond au raccourcissement vertical du modèle.

FIG. 12. — *Shear variation of an initially vertical line against height above the basal thrust in an experimental model where spreading and gliding occurred together. Three stages of flow with different values of stretching ($e = 100 \times (l_1 - l_0)/l_0$, l_0 = length of the model before the flow, l_1 = length of the model after the flow). ΔH corresponds to the vertical shortening of the model.*

Le taux de cisaillement ($\gamma = \text{tg } \psi$) augmente également en se rapprochant du contact basal mais ne s'annule pas avant le sommet du modèle (fig. 12). Cependant, sur le terrain, la déformation interne peut n'indiquer qu'un raccourcissement vertical coaxial (matrice 15 a) car les mouvements tangentiels peuvent s'accomplir uniquement par des glissements le long de surface de discontinuité (schistosité, stratification, ...), comme c'est le cas pour le Flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye dans les Alpes Occidentales (déformation D 1, O. Merle, 1982).

5. *Compression horizontale* : dans la masse principale de la nappe, l'application d'une contrainte horizontale produit une déformation qui ne peut être réduite à un cas particulier (cisaillement simple, cisaillement pur ou combinaison des deux). La matrice de déformation est donc de la forme générale :

$$M = \begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} \\ a_{21} & a_{22} \end{pmatrix} \quad (15)$$

Cette compression horizontale peut néanmoins produire des zones étroites de cisaillements horizontaux où la déformation correspondra localement à du cisaillement simple.

Quant à la couche basale, elle peut être assimilée à une grande zone de cisaillement tangentiel. Dans le cas de déformation très intense, le régime de la déformation peut alors s'apparenter à du cisaillement simple (a_{11} , a_{22} , a_{21} négligeables devant a_{12}).

6. *Effet des bordures latérales dans les modèles gravitaires visqueux* : en carte, les nappes gravitaires ont souvent une forme arquée. Ceci indique que la vitesse d'écoulement n'est pas constante latéralement et qu'elle diminue vers les limites latérales de la nappe. En d'autres termes, on observe un effet de bord qui correspond à une composante de cisaillement ductile transcurrente (fig. 13).

Dans le modèle du glissement gravitaire, la déformation reste du cisaillement simple mais, en trois dimensions (cf. système de référence, fig. 13), la matrice de déformation au niveau des bordures latérales prend la forme suivante (J.P. Brun, 1977) :

$$M = \begin{pmatrix} 1 & \gamma_1 & \gamma_c \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \quad (16)$$

γ_1 correspondant au taux de cisaillement transcurrent ($\gamma_1 = \text{tg } \psi_1$, cf. fig. 13). Cette notion d'un écoulement latéral différentiel (J.P. Brun, 1977) a été reprise par différents auteurs sous diverses formes (H.P. Coward et J.H. Kim, 1981; D.J. Sanderson, 1982). La matrice de déformation pour l'étalement gravitaire (cas où les mouvements tangentiels s'effectuent le long de discontinuités) est de la forme :

$$M = \begin{pmatrix} 1 & \gamma_1 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} a_{11} & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & a_{33} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} a_{11} & \gamma_1 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & a_{33} \end{pmatrix} \quad (17)$$

cisaillement transcurrent raccourcissement vertical

Et pour le glissement et l'étalement combinés (D.J. Sanderson, 1982) :

$$M = \begin{pmatrix} 1 & \gamma_1 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} 1 & 0 & \gamma_c \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} a_{11} & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & a_{33} \end{pmatrix} \quad (19)$$

cisaillement transcurrent cisaillement tangentiel raccourcissement vertical

$$= \begin{pmatrix} a_{11} & \gamma_1 & a_{33} \cdot \gamma_c \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & a_{33} \end{pmatrix}$$

L'étude de la déformation en surface des modèles expérimentaux combinant étalement et glissement permet une approche quantitative et qualitative de cet écoulement latéral différentiel (O. Merle, 1982, fig. 13). On observe un écoulement dit extensif (l'étirement de la matière est dans la direction du déplacement) identique à de nombreuses observations de terrain (J. Ridley, 1982).

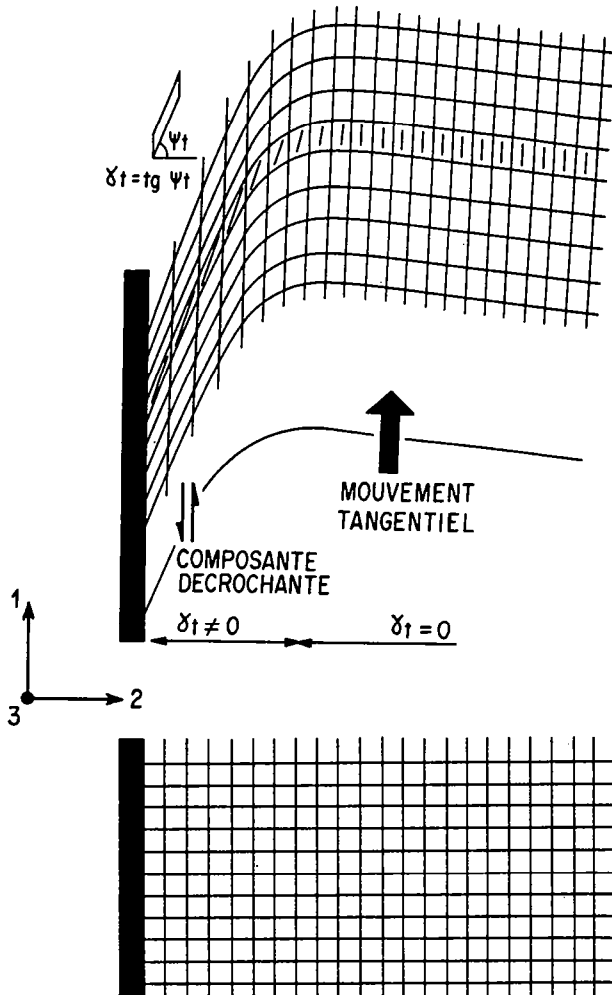


FIG. 13. — Exemple d'écoulement extensif. Déformation de surface enregistrée par une grille initialement orthogonale dans un modèle expérimental combinant étalement et glissement. Schéma du bas : la grille avant l'écoulement; schéma du haut : la grille après l'écoulement et l'étirement correspondant, effet de bord contre la bordure latérale (seule la moitié du modèle est représentée). Système de référence pour les matrices en trois dimensions expliquées dans le texte.

FIG. 13. — *Example of an extensive flow. Deformation of an orthogonal grid on the free upper surface of an experimental model where spreading and gliding occurred together. In the bottom diagram : before flow; in the top diagram : after flow with pattern of stretch trajectory (only half model shown). Note the lateral boundary effect. Reference frame for matrix in three dimensions explained in the text.*

Un second type d'écoulement dit compressif est cependant fréquent dans les glaciers (J.F. Nye, 1952; M.J. Hambrey, 1977). Le cisaillement transcurrent est alors dominant, et l'étirement n'est plus dans la direction du déplacement (fig. 14). Deux paramètres contrôlent le type d'écoulement en géologie. D'une part, les variations de la pente basale : une surface basale convexe produit un

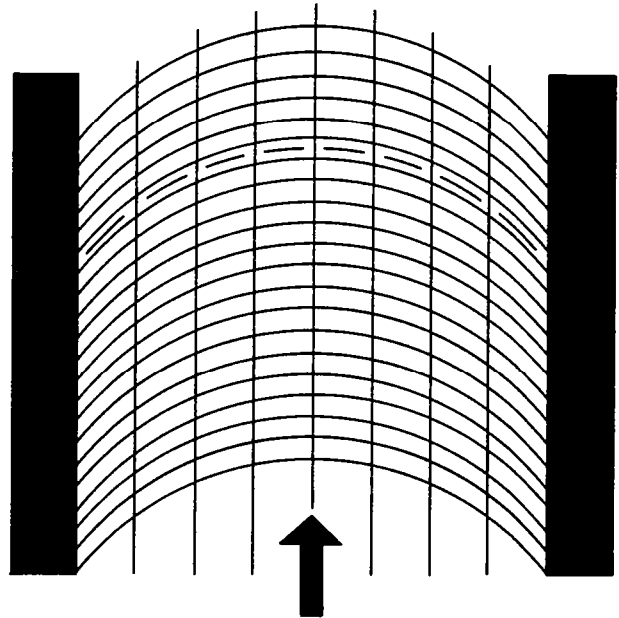


FIG. 14. — Déformation de surface enregistrée par une grille initialement orthogonale pendant un écoulement gravitaire de type compressif. Allure de l'étirement correspondant. La flèche indique la direction de déplacement.

FIG. 14. — *Deformation of an orthogonal grid on the free upper surface resulting from a compressive flow. Pattern of stretch trajectory. The arrow indicates the flow direction*

écoulement extensif; une surface concave un écoulement compressif. D'autre part, en présence de bordures latérales, l'augmentation de la largeur du chenal ainsi défini s'accompagne d'un écoulement compressif tandis que la diminution de cette même largeur s'accompagne d'un écoulement extensif. Enfin, l'absence de bordures latérales doit produire un écoulement compressif.

7. *La forme de l'ellipsoïde de déformation* : dans l'étude précédente, en deux dimensions, nous avons supposé que la déformation s'effectuait sans changement de surface dans un plan vertical contenant la direction du déplacement. Cette simplification est naturellement abusive. Seule, la déformation lors d'un glissement gravitaire visqueux est obligatoirement plane puisqu'elle correspond à un régime de cisaillement simple.

L'allongement horizontal de la matière pendant un étalement gravitaire (ou un étalement et glissement combinés) peut s'effectuer dans toutes les directions (mais dépend d'éventuelles bordures latérales) même s'il existe un étirement privilégié dans la direction de la pente topographique. L'ellipsoïde observé dans la nature est en conséquence un ellipsoïde de type aplatissement (T.J. Chapman *et al.*, 1979; O. Merle, 1982). Il serait donc plus conforme à la réalité géologique d'écrire la matrice

DÉFORMATION DES NAPPES

d'une déformation combinant étalement et glissement avec effet des bordures latérales de la façon suivante :

$$M = \begin{vmatrix} 1 & \gamma_1 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{vmatrix} \cdot \begin{vmatrix} 1 & 0 & \gamma_c \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{vmatrix} \cdot \begin{vmatrix} a_{11} & 0 & 0 \\ 0 & a_{22} & 0 \\ 0 & 0 & a_{33} \end{vmatrix} \quad (19)$$

$$= \begin{vmatrix} a_{11} & a_{22} \cdot \gamma_1 & a_{33} \cdot \gamma_c \\ 0 & a_{22} & 0 \\ 0 & 0 & a_{33} \end{vmatrix}$$

A la suite d'une compression horizontale, la déformation principale ne pouvant être réduite à un cas particulier, l'ellipsoïde de déformation pourra être de type aplatissement, plan ou même constriction suivant les conditions locales de la déformation.

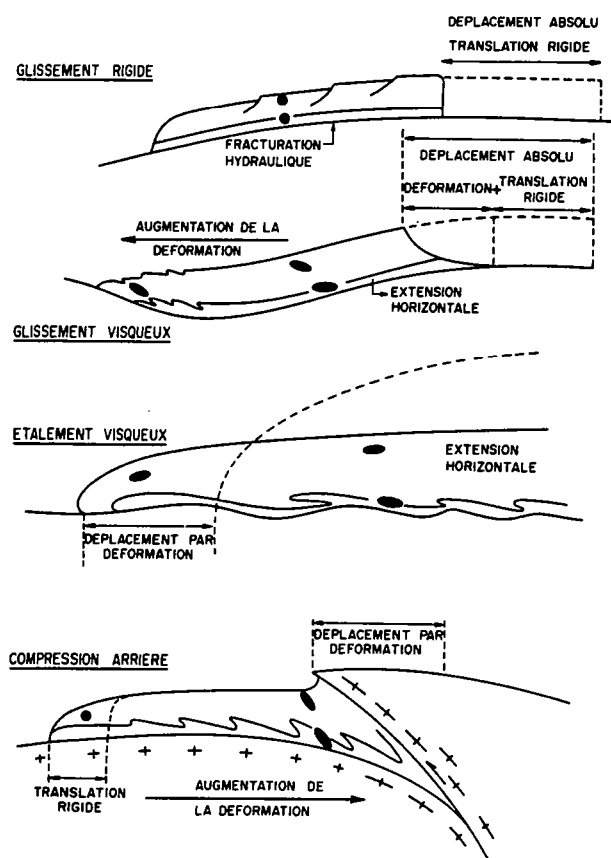


FIG. 15. — Caractéristiques principales de la déformation pour chacun des modèles mécaniques. Orientation de l'ellipse de déformation (en noir) pour les cas où se produit une déformation interne. Plis couchés en aval des irrégularités de la surface autochtone pour le modèle de l'étalement.

FIG. 15. — General characteristics of the deformation for each mechanical model. Orientation of strain ellipse (black) is shown when there is an internal strain. Note the recumbent folds formed after basal irregularities in the spreading model (compare to Fig. 16).

C. Apparition et évolution des structures.

1. *Caractéristiques générales* (fig. 15) : dans les modèles gravitaires l'extension horizontale est importante quel que soit le mécanisme envisagé. Fragile (faille normale) dans le cas du glissement rigide, cette extension devient ductile (boudinage, fente verticale avec des néocrystallisations de matière en solution) dans le cas du glissement ou de l'étalement visqueux. Quant au raccourcissement par plissement ou faille inverse, il se produit essentiellement au front de la nappe lors de son arrêt par des reliefs autochtones. On peut donc éventuellement observer à ce niveau des structures d'extension replissées au moment du blocage (H. Badoux et C. Mercanton, 1962).

Dans les modèles non-gravitaires, la compression horizontale empêche la formation des structures d'extension horizontales. A l'inverse des modèles précédents, on observe une augmentation de la déformation, et donc corrélativement du raccourcissement et de l'épaississement, vers l'arrière de la nappe, c'est-à-dire vers la source du déplacement (A.W. Siddans, 1979).

Les modèles gravitaires et non-gravitaires se caractérisent ainsi par une augmentation différente de la déformation : de l'arrière vers le front pour les modèles gravitaires, et du front vers l'arrière pour les modèles non-gravitaires.

Ces deux gradients de sens inverses peuvent facilement être mis en évidence par des modélisations analogiques en laboratoire (P. Blay *et al.*, 1976; V.G. Guterman, 1980). Sur le terrain, ce type de gradient constitue l'un des critères les plus probants pour montrer le rôle de la gravité (fig. 16).

2. *Cinématique du plissement* : lors d'une compression horizontale, les plis sont consécutifs à un flambage des niveaux stratigraphiques de la nappe rendu possible par les contrastes de viscosité entre les couches, les plis s'initiant au niveau des hétérogénéités de la surface stratigraphique (P.R. Cobbold, 1976).

Lorsque la gravité est prépondérante, ce type de plissement mécanique ne peut se produire qu'au front de la nappe au contact des reliefs autochtones. Pourtant, dans les glaciers subissant un étalement gravitaire, on observe des plis couchés localisés à la base, juste en aval des irrégularités de la surface autochtone. L'absence de contraste de viscosité entre les couches de glace indique que ces plis se forment par amplification purement cinématique sans effet mécanique. Ils sont directement liés à la perturbation des lignes de courant au passage des rampes basales (P.J. Hudleston, 1977), et peuvent être reproduits en laboratoire à l'aide de modèles réduits (P.R. Cobbold et H. Quinquis, 1980; J.P. Brun et O. Merle, 1982).

O. MERLE

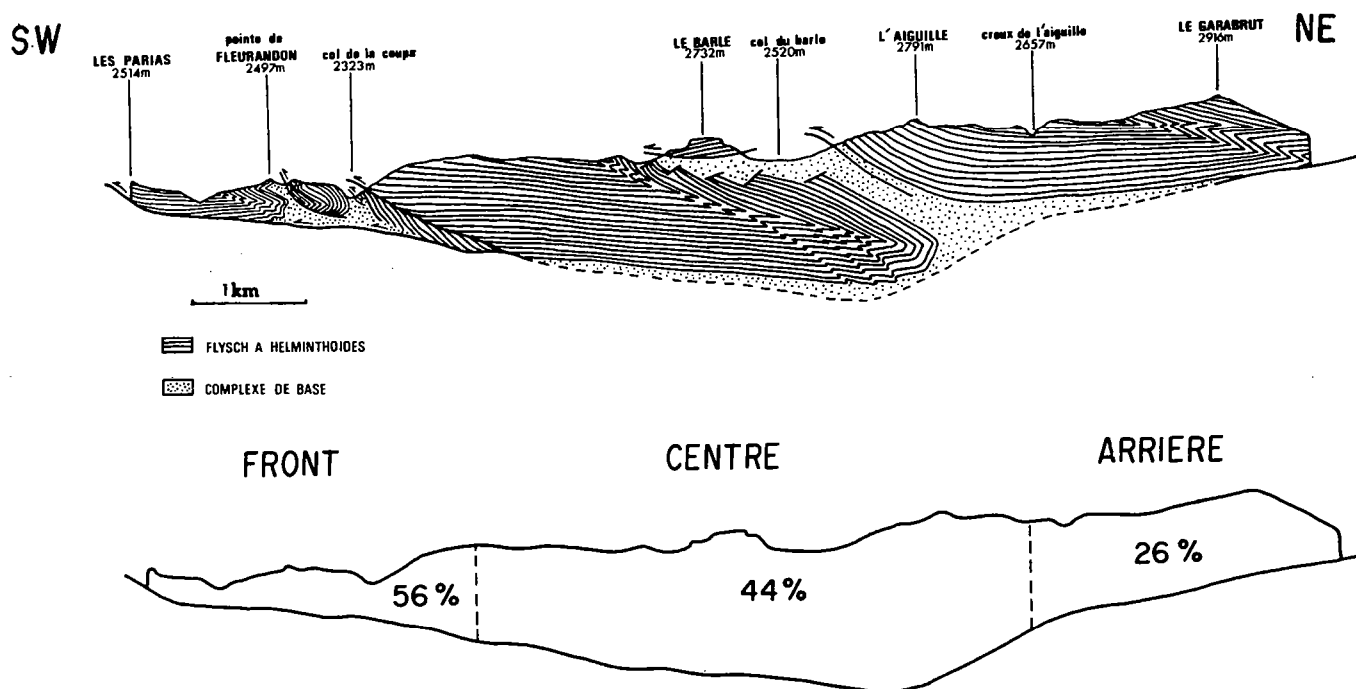


FIG. 16. — Un exemple de nappe gravitaire (Flysch à Helminthoïdes, Alpes Occidentales). A : coupe de la nappe dans le secteur de l'Embrunais. Remarquer le synclinal central localisé en aval d'une irrégularité de la surface autochtone et les complications structurales au front de la nappe. — B : mise en évidence de l'augmentation du raccourcissement horizontal (exprimé en pourcentage) vers le front de la nappe.

FIG. 16. — A natural example of a gravitational nappe (Helminthoid Flysch, French Alps). A : Cross section. Note the major central syncline formed after a basal irregularity and the numerous structures at the front of the nappe. — B : Increase of horizontal shortening (in %) towards the front of the nappe.

Dans cette modélisation expérimentale (O. Merle, 1982), on observe une relation directe entre le cylindrisme des irrégularités basales et le cylindrisme des plis : les plis non-cylindriques ne pouvant être obtenus qu'à partir d'irrégularités non-cylindriques. Les plis à axe courbe évoluent ensuite progressivement, au fur et à mesure que l'écoulement se poursuit, vers des plis en fourreau.

Ce mécanisme de plissement uniquement cinématique peut donc rendre compte de la réorientation des axes de plis dans la direction de l'étirement (et du déplacement), observation fréquente dans les nappes gravitaires (S. Rhodes et R.A. Gayer, 1977; G.D. Williams, 1978).

Discussion.

Les caractéristiques géométriques spécifiques décrites pour chacun des modèles devraient permettre dans la plupart des cas de retrouver le moteur des charriages. On ne doit cependant pas oublier qu'une combinaison de différents modèles est toujours possible dans la réalité (voir à titre d'exemple la combinaison de la compression tectonique et de la gravité envisagée pour les nappes helvétiques (D.W. Durney, 1982).

Pour les très grands déplacements (plus de 20 km), la compression à l'arrière de la nappe se révèle mécaniquement inadéquate. La gravité paraît mieux appropriée et s'accorde avec l'observation courante d'une déformation interne faible au regard de l'ampleur du déplacement (J. Déramond *et al.*, 1982; O. Merle, 1982), ce qui signifie que le déplacement s'accomplit principalement par une translation rigide. On a donc toujours une composante de glissement rigide pour le cas des très grands déplacements.

La déformation interne observée est alors essentiellement produite par la gravité. En particulier, la présence éventuelle d'une zone mylonitique à la base est alors le signe d'un écoulement intense qui montre la composante de glissement visqueux, tandis que la schistosité horizontale dans le corps principal de la nappe montre la composante d'étalement.

Un modèle gravitaire visqueux auquel s'ajoute un glissement rigide (fig. 17) permet ainsi de rendre compte des très grands déplacements de nappes superficielles à peine déformées (dans le sens déformation interne car la structuration peut être spectaculaire) et non métamorphisée comme les Flyschs à Helminthoïdes des Alpes Occidentales (O. Merle, 1982).

DÉFORMATION DES NAPPES

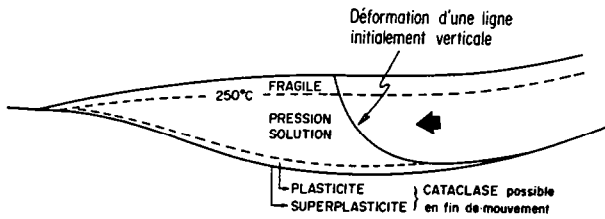


FIG. 17. — Evolution verticale des mécanismes physiques de la déformation dans un modèle gravitaire visqueux (cas des nappes faiblement ou non métamorphiques ayant subi un déplacement très important).

FIG. 17. — A viscous gravitational model for a nappe having undergone a very low metamorphism and a large translation. Variation of the physical mechanism of deformation in cross section.

Dans ce modèle gravitaire visqueux, les mécanismes physiques de déformation évoluent du sommet à la base de la nappe et fournissent un dernier test structural.

La schistosité dans le corps principal de la nappe est une schistosité de pression-solution (D. Elliott, 1976 a; J.G. Ramsay, 1981; O. Merle, 1982) qui indique un transport de matière en solution et sa cristallisation dans les zones abritées ou les fentes de tension.

A la base, la déformation s'intensifie brutalement et se concentre sur une zone mylonitique très étroite (de l'ordre du mètre ou moins) où la déformation plastique domine (S.M. Schmidt, 1975; J.G. Ramsay, 1981). Au niveau du contact anormal, l'écoulement peut être de type superplastique (A.M. Boullier et Y. Guéguen, 1975) caractérisé par des glissements très importants aux joints de grains.

D'autre part, le glissement rigide signifie nécessairement une rupture à la base de la nappe. Cette rupture peut éventuellement s'effectuer par fracturation hydraulique (Modèle de Hubert et Rubey), mais cette possibilité est vraisemblablement peu courante. Par contre, les mécanismes physiques tels que la plasticité ou la superplasticité produisent souvent un amollissement du matériel (P.R. Cobbold, 1977), amollissement d'ailleurs souvent essentiellement d'origine thermique (échauffement par déformation : cf. J.P. Brun et P.R. Cobbold, 1980). Cette production de chaleur peut parfois être mise en évidence par la présence d'un gradient inverse de métamorphisme (de très bas degré) sous le contact anormal (J. Aprahamian et J.L. Pairis, 1981). La couche basale devient alors de moins en moins résistante jusqu'à la rupture.

En particulier, la déformation plastique s'accompagne d'une recrystallisation des grains et donc d'une diminution de leur taille qui facilite progressivement les glissements aux joints de grains (S.M. Schmidt *et al.*, 1977; D. Gapais et S.H. White, 1982). Ce changement dans les mécanismes physiques dominants de la déformation diminue également la résistance du matériel et facilite la rupture.

Soulignons que dans ce modèle gravitaire visqueux, le glissement rigide devient une conséquence de la déformation ductile et non l'inverse.

Cette discussion fait apparaître que des mécanismes physiques particuliers de la déformation peuvent être associés au déplacement d'une nappe, mais ne doit pas faire supposer qu'ils sont susceptibles de renseigner sur le moteur de ce déplacement. D'autres mécanismes tels que la déformation cataclastique peuvent être dominants (W.G. Brock et T. Engelder, 1977) sans qu'il soit possible de préciser le rôle respectif de la compression et de la gravité.

C'est donc l'étude géométrique de la déformation associée au déplacement qui apparaît actuellement l'un des axes de recherche le plus prometteur pour tester les modèles mécaniques de mise en place des nappes.

Remerciements.

Je remercie vivement J.P. Brun pour ses diverses suggestions et commentaires pendant l'élaboration de ce manuscrit ainsi que P. Choukroune, P.R. Cobbold et D. Gapais pour leurs critiques de la version définitive.

RÉFÉRENCES

- APRAHAMIAN J. et PAIRIS J.L. (1981). — Very low grade metamorphism with a reverse gradient induce by an overthrust in Haute-Savoie (France). *In Thrust and nappe tectonics*, Geological Society Special Publ., 9, p. 159-165.
- BADOUX H. et MERCANTON C. (1962). — Essai sur l'évolution tectonique des Préalpes médianes du Chablais. *Eclog. Geol. Helv.*, vol. 55, p. 135-188.
- BLAY P., COSGROVE J.W. et SUMMERS J.M. (1976). — An experimental investigation of the development of structures in multilayers under the influence of gravity. *Journ. Geol. Soc. Lond.*, vol. 133, p. 329-342.
- BOULLIER A.M. et GUEGUEN Y. (1975). — Origin of some mylonites by superplastic flow. *Contr. Min. Petrol.*, 50, p. 93-104.
- BROCK W.G. et ENGELDER T. (1977). — Deformation associated with the movement of the muddy mountain overthrust in the Buffington Window, Southeastern Nevada. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 88, p. 1667-1677.
- BRUN J.P. (1977). — Cumulative strain and boundary effects in the gravity flow of a viscous slab. *Tectonophysics*, 41, T7-T14.
- BRUN J.P. and COBBOLD P.R. (1980). — Strain heating and thermal softening in continental shear zones : a review. *J. Struct. Geol.*, vol. 2, n° 1/2, p. 149-158.
- BRUN J.P. et MERLE O. (1982). — La Nappe de Parpaillon (Flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye) : II. Mécanismes de mise en place. 9^{me} R.A.S.T., Paris, p. 98.
- BUCHER W.H. (1956). — Role of gravity in orogenesis. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 67, p. 1295-1318.

- CHAPMAN T.J., MILTON N.J. and WILLIAMS G.D. (1979). — Shape fabric variations in deformed conglomerates at the base of the Laksefjord Nappe, Norway. *Journ. Geol. Soc. Lond.*, vol. 136, p. 683-691.
- CHAPPLE W.H. (1978). — Mechanics of thin-skinned fold and thrust belts. *Geol. Soc. Am. bull.*, 89, p. 1189-1198.
- CHOUKROUNE P. (1971). — Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation avec schistosité grâce aux cristallisations syncinématiques dans les « zones abritées » (« pressures shadows »). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XIII, n° 3-4, p. 257-271.
- CHOUKROUNE P. et SEGURET M. (1973). — Tectonics of the Pyrenees : role of compression and gravity. In *Gravity and tectonics* (De Jong, Scholten ed.), John Wiley & Sons, New York, p. 141-156.
- COBBOLD P.R. (1976). — Folds shapes as functions of progressive strain. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A, 283, p. 129-138.
- COBBOLD P.R. (1977). — Description and origin of banded deformation structures. II. Rheology and the growth of banded perturbations. *Can. Journ. Earth Sci.*, vol. 14, n° 11, p. 2510-2523.
- COBBOLD P.R. et QUINQUIS H. (1980). — Development of sheath folds in shear regimes. In *Shear zones in rocks*. J. Carreras, P.R. Cobbold, J.G. Ramsay and S. Withe ed., *J. Struct. Geol.*, vol. 2, n° 1/2, p. 119-126.
- COWARD M.P. and KIM J.H. (1981). — Strain within thrust sheets. In *Thrust and Nappe tectonics*, Geological Society Special Publ., 9, p. 275-292.
- DEBELMAS J., GIDON M. et KERCKHOVE C. (1978). — Idées actuelles sur les Cagneules alpines. In *Livre Jubilaire Jacques Flandrin*, Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, Mém. hors sér., 4, p. 195-201.
- DERAMOND J. (1979). — Déformation et déplacement des nappes. Exemple de la Nappe de Gavarnie. Thèse, Toulouse, 409 p.
- DERAMOND J., DEBAT P. et LAMOUROUX C. (1981). — Déplacement de la Nappe de Gavarnie : glissement sur les discontinuités et déformation continue. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, vol. 23, fasc. 3, p. 211-224.
- DURNEY D.W. (1982). — Some observations concerning the question of gravity gliding and hinterland compression in the western helvetic nappes. Inter. Conf. on planar and linear fabrics of deformed rocks, Zurich, abstract, p. 92.
- DURNEY D.W. et RAMSAY J.G. (1973). — Incremental strains measured by syntectonic crystal growths. In *Gravity and Tectonics* (K.A. de Jong and R. Scholten ed.), John Wiley & Sons éd., New York : 67-96.
- ELLIOTT D. (1976 a). — The motion of thrust sheets. *Journ. Geophys. Res.*, 81, p. 949-963.
- ELLIOTT D. (1976 b). — The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheets. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A 283, p. 289-312.
- ELLIOTT D. (1980). — Mechanics of thin-skinned fold and thrust belts : discussion. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Part. 1, 91, p. 185-187.
- FLETCHER P. et GAY N.C. (1971). — Analysis of gravity sliding and orogenic translation : discussion. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, p. 2677-2682.
- GAMOND J.F. (1980). — Direction de déplacement et linéation : cas de la couverture sédimentaire dauphinoise orientale. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XXII, p. 429-436.
- GAPAIS D. et WHITE S.H. (1982). — Ductile shear band in a naturally deformed quartzite. *Texture and microstructures*, vol. 5, p. 1-17.
- GOGUEL J. (1948). — Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre (2^e éd.). *Mém. Expl. Carte géol. Fr.*, 530 p.
- GOGUEL J. (1969). — Le rôle de l'eau et de la chaleur dans les phénomènes tectoniques. *Rev. Géogr. phys. géol. dynam.*, vol. 23, p. 177-193.
- GREENER P.E. (1981). — Pore pressure, discontinuities, isostasy and overthrust. In *Thrust and nappe tectonics*, Geological Society special Publ. n° 9, p. 33-39.
- GUTERMAN V.G. (1980). — Model studies of gravitational gliding tectonics. *Tectonophysics*, 65, p. 111-126.
- HAMBREY M.J. (1977). — Foliation, minor folds and strain in glacier age. *Tectonophysics*, 39, p. 397-416.
- HEARD H.C. (1976). — Comparison of the flow properties of rocks at crustal conditions. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A 283, p. 173-186.
- HEARD H.C. et RUBEY W.W. (1966). — Tectonic implications of gypsum dehydration. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 77, p. 741-760.
- HSU K.J. (1969). — Role of cohesive strenght in the mechanics of overthrust faulting and of landsliding. *Geol. soc. Am. Bull.*, vol. 80, p. 927-952.
- HUBBERT M.K. et RUBEY W.W. (1959). — Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. I. Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 70, p. 115-166.
- HUDLESTON P.J. (1977). — Similar folds, recumbent folds and gravity tectonics in ice and rocks. *Journal of Geology*, vol. 85, p. 113-122.
- KEHLE R.O. (1970). — Analysis of gravity sliding and orogenic translation. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 81, p. 1641-1664.
- KEHLE R.O. (1971). — Analysis of gravity sliding and orogenic translation : reply. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 82, p. 2683-2684.
- LEMOINE M. (1973). — About gravity gliding tectonics in the western alps. In *Gravity and tectonics* (De Jong and Scholten ed.), John Wiley & Sons, New York : 201-216.
- LLIBOUTRY L. (1965). — *Traité de glaciologie*. Masson éd., Paris, 2 vol., 1040 p.
- MANDL G. et SHIPPAM G.K. (1981). — Mechanical model of thrust sheet gliding and imbrication. In *Thrust and nappe tectonics*, Geological Society special Publ. n° 9, p. 79-98.
- MASSON H. (1972). — Sur l'origine de la cagneule par fracturation hydraulique. *Eclog. Geol. Helv.*, vol. 65, n° 1, p. 27-41.
- MEAD W.J. (1925). — The geologic role of dilatancy. *Journ. Geology*, vol. 33, p. 685-698.
- MEANS W.D. (1976). — *Stress and strain*. Springer Verlag, New York, 339 p.
- MERLE O. (1982). — Cinématique et déformation de la Nappe du Parpaillon (Flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye, Alpes Occidentales). Thèse 3^e Cycle, Rennes, 147 p., ronéot.
- MERLE O. et BRUN J.P. (1981). — La déformation polyphasée de la Nappe du Parpaillon (Flysch à Helminthoïdes) : un résultat de la déformation progressive associée à une translation non rectiligne. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 292, p. 343-346.
- MILTON N.J. et WILLIAMS G.D. (1981). — The strain profile above a major thrust fault, Finmark, Norway. In *Thrust and nappe tectonics*, Geological Society special Publ. n° 9, p. 235-239.
- MURREL S.A.F. (1981). — The rocks mechanics of thrust and nappe formations. In *Thrust and nappe tectonics*, Geological Society special Publ., n° 9, p. 99-109.
- NYE J.F. (1952). — The mechanics of glacier flow. *Journ. Glaciol.*, vol. 2, p. 82-93.
- PATERSON W.S.B. (1969). — *The physics of glaciers*. Pergamon Press ed., Londres, 250 p.

DÉFORMATION DES NAPPES

- PRICE N.J. (1966). — Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock. Pergamon Press ed., Londres, 176 p.
- PRICE N.J. (1977). — Aspects of gravity tectonics and the development of listric faults. *Journ. Geol. Soc. London*, vol. 133, p. 311-327.
- PRICE R.A. (1973). — Large scale gravitational flow of supra-crustal rocks, southern canadian rockies. In Gravity and tectonics (de Jong and Scholten ed.), John Wiley & Sons ed., New York, p. 491-502.
- PRICE R.A. et MOUNTJOY E.W. (1970). — Geologic structure of the canadian rockies mountains between Bow and Athabasca rivers. A Progress Report. Geol. Ass. Can. spec. paper 6, p. 7-24.
- RALEIGH C.B. et GRIGGS D.T. (1963). — Effects of the toe in the mechanics of overthrust faulting. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 74, p. 819-830.
- RAMBACH J.M. et DÉRAMOND J. (1979). — Constant thickness overthrust on a visco-plastic sole. *Tectonophysics*, vol. 60, p. T7-T16.
- RAMBERG H. (1977). — Some remarks on the mechanism of nappe movement. Geol. Foreningen, Stockholm, Forhandlingar, p. 110-117.
- RAMBERG H. (1980). — Diapirism and gravity collapse in the Scandinavian caledonides. *J. Geol. Soc. London*, vol. 137, p. 261-270.
- RAMSAY J.G. (1969). — The measurement of strain and displacement in orogenic belts. In Time and place in orogeny, Geological Society of London, p. 43-79.
- RAMSAY J.G. (1981). — Tectonics of the helvetic nappes. In Thrust and nappe tectonics, Geological Society special publ. n° 9, p. 293-309.
- RHODES S. et GAYER R.A. (1977). — Non-cylindrical folds, linear structures in the X direction and mylonite developed during translation of the caledonian kalak nappe complex of Finnmark. *Geol. Mag.*, vol. 114, n° 5, p. 329-341.
- RIDLEY J. (1982). — Arcuate lineation trends in a deep level, ductile thrust belt, Syros Greece. *Tectonophysics*, vol. 88, p. 347-360.
- RUBEY W.W. et HUBBERT M.K. (1959). — Role of fluid pressure in mechanic of overthrust faulting. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 70, p. 167-205.
- RUTTER E.H. (1976). — The kinetics of rocks deformation by pressure solution. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A 283, p. 203-219.
- SANDERSON D.J. (1982). — Models of strain variation in nappes and thrust sheets : a review. *Tectonophysics*, vol. 88, n° 3/4 : 201-233.
- SCHMIDT S.M. (1975). — The glarus overthrust : field evidence and mechanical model. *Eclog. Geol. Helv.*, vol. 68, p. 247-280.
- SCHMIDT S.M., BOLAND J.N. et PATERSON M.S. (1977). — Super-plastic flow in fine grained limestone. *Tectonophysics*, vol. 43, p. 257-291.
- SHUMSKII P.A. (1964). — Principal of structural geology. Dover Pub. Inc., New York, 497 p.
- SIDDANS A.W.B. (1979). — Arcuate fold and thrust patterns in the subalpine chains of southeast France. *J. Struct. Geol.*, vol. 1, N° 2, p. 117-126.
- SMOLVKOWSKI M.S. (1909). — Some remarks on the mechanics of overthrust. *Geol. Mag.*, vol. 6, p. 204-205.
- SOLLAS W.J. (1906). — Recumbent folds produced as a result of flow. *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, vol. 62, p. 716-721.
- SYRIEYS P. (1981). — La déformation : caractéristiques générales et mesures. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, vol. 23, fasc. 3, p. 167-175.
- TERZAGHI K. (1950). — Mechanism of landslides. In Application of geology to engineering practice (Berkey vol.). Paige, Sidney, ed., *Geol. Soc. Amer.*, p. 83-123.
- WILLIAMS G.D. (1978). — Rotation of contemporary folds into the X direction during overthrust processes in Laksefjord, Finnmark. *Tectonophysics*, vol. 48, p. 29-40.
- WINSLOW M.A. (1981). — Mechanism for basement shortening in the Andean Foreland fold belt of southern south America. In Thrust and nappe tectonics, Geological Society special publ. n° 9, p. 513-528.

Manuscrit déposé le 3 mars 1983,
accepté le 28 avril 1983.

1. The first part of the document is a list of the names of the members of the committee who have been appointed to the various sub-committees. The names are listed in alphabetical order of the last name.

ANNEXE 2

Publié avec l'aimable autorisation de
Elsevier Science Publishers.

Strain models within spreading nappes

O. MERLE

Centre Armoricain d'Étude Structurale des Socles, Université de Rennes, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cédex (France)

(Received April 14, 1988; revised version accepted October 20, 1988)

Abstract

Merle, O., 1989. Strain models within spreading nappes. *Tectonophysics*, 165: 57–71.

Internal strain within nappes and thrust sheets is especially important in the understanding of emplacement mechanisms. In this paper, strain patterns within spreading nappes are investigated theoretically and experimentally. Three types of spreading nappe are distinguished using various boundary conditions: spreading, gliding–spreading and extruding–spreading nappes. Each type is placed in its proper natural environment. Strain components and strain gradients are summarized from the use of scale models performed with analogue materials.

Mathematical computations from experimental modelling allow the calculation of (1) the schistosity trajectories in vertical flow planes, (2) the relationship between stretch and transport direction, and (3) the spatial distribution of different types of strain ellipsoid. These provide some tests which make it possible to demonstrate in the field whether nappes are, or are not, gravity induced.

Finally, some field examples from the Central Alps and the Pyrenees are briefly discussed. They provide good support to the strain models presented in the present paper.

Introduction

Since their discovery at the turn of the century (Bertrand, 1884; Schardt, 1898; Lugeon, 1902), nappes and thrust sheets have remained amongst the most studied tectonic structures in the earth sciences. This is because the forces causing motion have always been the subject of debate, dividing the geological community into supporters of gravitational or pushing models. These controversies are usually linked to different mechanical interpretations (e.g., Smolukowski, 1909; Goguel, 1948; Hubbert and Rubey, 1959; Hsü, 1969; Kelhe, 1970; Elliott, 1976; Ramberg, 1977; Chapple, 1978; Mugnier, 1984) that rarely take into account the field data collected by structural geologists. However, strain patterns within nappes and thrust sheets provide probably the best way of making sense of this maze of mechanical models. There was a long period during which the strain pattern

approach seemed to be stagnating, but it has been making great progress over the past 15 years (e.g. Choukroune and Seguret, 1973; Wood, 1973; Rhodes and Gayer, 1977; Milnes and Pfiffner, 1980; Ramsay, 1981; Coward and Kim, 1981; Durney, 1982; Potts, 1982; Ridley, 1982; Siddans, 1983).

Since many strain patterns described in the field give some support to the spreading model (e.g., Borradaile, 1973; Ramberg, 1977; Hutton, 1979; Sanderson et al., 1980; Milton and Williams, 1981; Beach, 1981; Coward, 1983), it seems to be useful to focus on this gravitational process and to investigate strain models using experimental studies. That does not mean, of course, that the spreading process is the only one encountered in nature (e.g. Siddans, 1979). The spreading of ice has been well known in glaciology for a long time (Nye, 1951) and there is no doubt that structural geologists have learned much from glaciological

science. The comparison of rock behaviour to materials such as ice, silicone putty or salt has enabled some researchers in geology to use data from glaciology or experimental studies (Bucher, 1962; Ragan, 1969; Hudleston, 1977; Talbot, 1979; Ramberg, 1981).

This study of strain models within spreading nappes has been undertaken not with the idea of compiling a history of the development of different models but to enable the reader to place each model in its proper natural environment. A classification of spreading nappes is therefore proposed. The advantages of the use of a classification of this sort are obvious and, in the mind of the author, outweigh the equally obvious disadvantages.

Many of the results discussed here are deduced from experiments performed in the C.A.E.S.S. experimental laboratory at Rennes. Details of the experimental procedure can be found in previously published papers (Brun and Merle, 1985; Gilbert and Merle, 1987).

Types of spreading nappe

The emplacement of this kind of nappe is related to a gravitational collapse of rocks under their own weight and to horizontal spreading away from an orogenic belt in the downslope direction (Elliott, 1976; Ramberg, 1977). This mechanism clearly corresponds to nappes whose surfaces are above the surrounding surfaces. The spreading process emphasizes the role of the surface slope as the cause of the gravitational instability, whereas the basal thrust-plane slope does not act on the flow direction of the rock mass.

For our purposes, this definition of a spreading nappe needs to be improved because the internal strain is highly dependent on the boundary conditions of the nappe. We define three types of spreading nappe in an attempt to classify their major geometrical and kinematic features (Fig. 1).

Type 1: spreading model (sensu stricto)

Nappes move in the direction of the topographic surface slope and the basal slope is either horizontal or slightly in the opposite direction to the surface slope (i.e., an uphill flow can be observed). The thin-skinned tectonics in the Canadian Rockies feature nappe and thrust sheet geometries which correspond to this type (Price and Mountjoy, 1970; Price, 1973).

Type 2: gliding-spreading model

The basal slope of the nappe is also in the flow direction (direction of the surface slope) so that a gliding process is superimposed on the spreading one. This model therefore combines the simple shear strain of the well known viscous gliding model (Kelhe, 1970) with the strain due to the vertical collapse of the nappe. The strain pattern within gliding-spreading nappes has recently been studied in detail from experimental modelling (Brun and Merle, 1985; Merle, 1986). Field examples can be found in the external domain of the western Alps (Beach, 1982).

Type 3: extruding-spreading model

As a result of strong horizontal shortening of the basement units, cover sediments are extruded

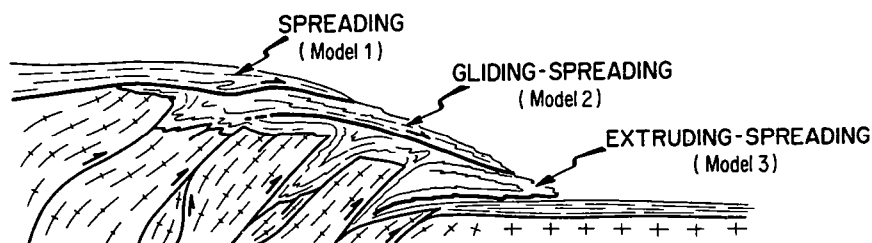


Fig. 1. Sketch showing the natural environment of the three types of spreading nappes discussed in this paper. These superficial spreading nappes are usually made of sedimentary units and can occur during strong horizontal shortening involving the underlying basement.

from between masses of crystalline basement and spread towards the external domain of the orogenic belt. The pioneer and frequently overlooked experimental work of Bucher (1956, 1962) was the first study to investigate the case where extrusion and spreading are simultaneously combined as the result of horizontal tectonic compression and vertical gravity collapse. Sometimes, a lateral boundary can be free and rocks are then extruded laterally during horizontal shortening (Gilbert and Merle, 1987). Some nappes of the Swiss Helvetic Alps (Durney, 1982) and the northwest Himalayas (Gilbert, 1986) could be due to this extruding-spreading process.

Such a classification is certainly not an exhaustive one, but clearly distinguishes three boundary cases of spreading which display three distinct strain patterns during the motion of the nappes. Models 1 and 2 (spreading and gliding-spreading) have been studied from two-dimensional experiments, whereas model 3 (extruding-spreading) has been investigated from three-dimensional experiments. The front of the three-dimensional extruding-spreading model is very similar to a three-dimensional (or radial) spreading model. Thus, many of the results obtained from the three-dimensional approach of the extruding-spreading model can be readily applied to the case of three-dimensional (or radial) spreading. This problem is considered in more detail later.

Timing of motion

It is possible to use model scale rules to determine the time needed for a natural nappe to go through the motions simulated in these experiments. For simple Newtonian fluid flow, where gravity is a significant force in experiments, the time needed for the corresponding motion in a natural nappe is:

$$t_n = t_m \rho_r l_r (1/\eta_r) \quad (1)$$

where ρ_r , l_r and η_r are the density ratio, the linear dimension ratio and the viscosity ratio of the model (m) and of the natural nappe (n), respectively. In the models under consideration, $\eta_m = 10^4$ Pa s, $\rho_m = 1.2$ g cm⁻³, height $H_m = 2.5$ cm, $t_m = 12 \times 10^{-4}$ years and, for the natural nappes, $\eta_n =$

10^{19} Pa s, $\rho_n = 2.3$ g cm⁻³ and height $H_n = 2.5 \times 10^5$ cm.

From eqn. (1), $t_n = 6.24 \times 10^6$ years, i.e. around 5–10 Ma. Thus, the timing of motion in similar natural nappes based upon the information obtained by the experiments yields a reasonable age for superficial nappe emplacement during orogenesis.

Frontal recumbent fold

In the minds of most geologists, the displacement of a nappe is usually thought to be the result of a frictional slip along the basal sole. This can be true, of course, and might explain some large displacements of about 100–200 km observed in the field (e.g., Merle and Brun, 1984). Nevertheless, displacement and internal strain are strongly related to each other in a spreading process, and the displacement can be entirely achieved from the deformation of the rocks. For instance, fold nappes such as the Morcles nappe of the Helvetic Alps provide a boundary case where the displacement occurs with a coherent contact allowing no slip along the sole. That is to say that the question of slip along the sole is quite redundant for our purposes, because it can be isolated as a component of rigid translation which does not affect the internal strain linked to the spreading of the whole nappe.

The deformation in a spreading nappe from a frontal rolling zone is allowed, and is always observed in experimental models [Bucher (1956, 1962); Hall's models in Ramberg (1981), Brun and Merle (1985) and Gilbert and Merle (1987)]. The rolling effect progressively creates an inverted limb which results in a frontal recumbent fold (Fig. 2a). All of these experiments were made from analogue viscous materials able to collapse under their own weight and resting on a coherent base. The strain observed from scale models is very similar to the style observed in glaciers where the slab is partially or totally decoupled from the bedrock (Hooke and Hudleston, 1978; Hudleston and Hooke, 1980).

This frontal recumbent fold is sometimes observed in nature (e.g. the frontal recumbent fold of the Mulbeck Chu nappe, Laddack; Gilbert, 1986),

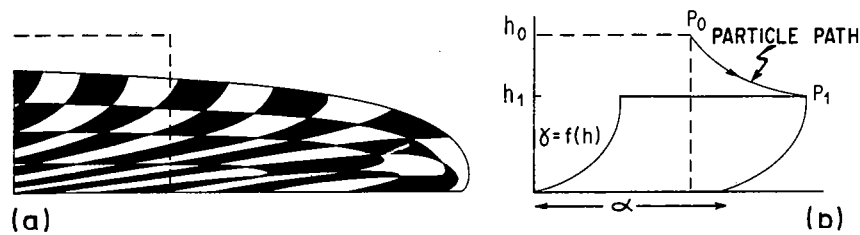


Fig. 2. a. The frontal recumbent fold observed in spreading experiments (after Merle, 1986). The rolling process progressively creates the inverted limb from the normal limb. The internal strain can be seen from the deformation of the initial squares of the grid (see Brun and Merle (1985) for details on the experimental procedure). b. Representation of the internal strain as a combination of pure shear (α) and simple shear (γ).

but is usually lacking because of the erosion effect, which is especially important at the front of nappes and glaciers. On the other hand, this recumbent fold can represent the whole nappe, as is probably the case for natural fold nappes.

Strain gradients

Most data for spreading models have been obtained from the study of glaciers, ice-caps (Hudleston and Hooke, 1980; Hooke and Hudleston, 1978) and scale models (this study), whereas the gliding-spreading model has only been investigated from experimental studies (Brun and Merle, 1985; Merle, 1986). The main results can be summarized as follows.

The cumulative or finite strain within spreading glaciers reveals that vertical strain gradients are very high, corresponding to a considerable strain increase from top to bottom. Strain gradients are not sensitive down-glacier. The incremental strain deduced from the strain rate magnitude again reveals an increasing strain with depth, and also from back to front (Hudleston and Hooke, 1980).

The gliding-spreading model displays very similar strain gradients. Finite strain computations from scale models indicate a spectacular vertical strain increase towards the base (Brun and Merle, 1985). Iso-intensity curves of stretch magnitude show that the strain gradient is not constant from top to bottom and increases with depth. This can also be seen within spreading glaciers (Hudleston and Hooke, 1980). The strain increases from back to front, but this tends to become insensitive with time so that the latest stages of experiments do

not reveal such a strain gradient (Brun and Merle, 1985).

Experiments on extruding-spreading processes (Bucher, 1956; Gilbert and Merle, 1987) have not allowed a quantitative estimate of strain gradients within this model. Nevertheless, comparisons between scale models and natural examples (Ramsay, 1981; Durney, 1982) enable a good qualitative estimate of strain gradients. The increasing strain from top to bottom is found again and must, therefore, be recognized as a major feature in this kind of nappe. In contrast, a significant strain increase is recorded towards the back of the nappe, i.e. towards the source of compression. This strain gradient is the main field-based argument for the compressional origin of extruding-spreading nappes, and is the opposite effect to that observed in either of the two other models.

Two-dimensional flow

Strain components

To take up the strain within nappes and thrust sheets, one can simply factorize the strain into simple and pure shear components (Ramberg, 1975; Hudleston and Hooke, 1980; Sanderson, 1982; Merle, 1986.) This two-dimensional approach is the simplest one, but is good enough to give the main strain features of spreading nappes. Nevertheless, this approach can be improved by a three-dimensional study (three-dimensional flow section) which allows some insight into the complex problem of the relationships between the

displacement and stretching direction within spreading nappes.

As may be seen from Fig. 2, heterogeneous simple shear in the vertical flow plane, with the shearing plane parallel to the thrust plane, is especially important in a spreading nappe and is the main strain component during deformation. This strain component is rapidly nullified at the upper free surface and increases from top to bottom (i.e. $\gamma = f(h)$; Fig. 2b). The other strain component is related to the vertical collapse of the nappe and can be represented as a pure shearing component with stretching (α) parallel to the thrust plane. Contrary to the heterogeneous simple shear component, the α pure shear component decreases from top to bottom towards zero or minimal value. Because of the frictional nature of the sole a basal boundary with $\alpha = 0$ is probably more realistic. In any case, the α component is small compared to the γ component, so that one can consider a constant α component from top to bottom when computing a strain model.

Schistosity trajectories in the vertical flow plane

(1) Spreading model

Schistosity trajectories in the vertical flow plane can be defined completely when performing two-dimensional analogue models in an experimental laboratory. Some experiments have been carried out in order to investigate the strain pattern in time and space in a spreading process. Silicone putty collapses under its own weight along a horizontal basal slope with coherent contact, allowing no slip along the sole (Fig. 3a). The strain is studied from the deformation of a square grid placed upon the silicone along the lubricated lateral side walls of the model. Lateral boundary effects are thus avoided. The deformation of vertical and horizontal lines is identical to that observed in analogue models of experiments run in centrifuges by Hall (in Ramberg, 1981; p. 223). In our experiments, the deformed grid enables the strain to be computed as a function of time from top to bottom and back to front.

The strain within the frontal zone cannot be analyzed because the initial squares of the undeformed grid are inhomogeneously deformed (Figs.

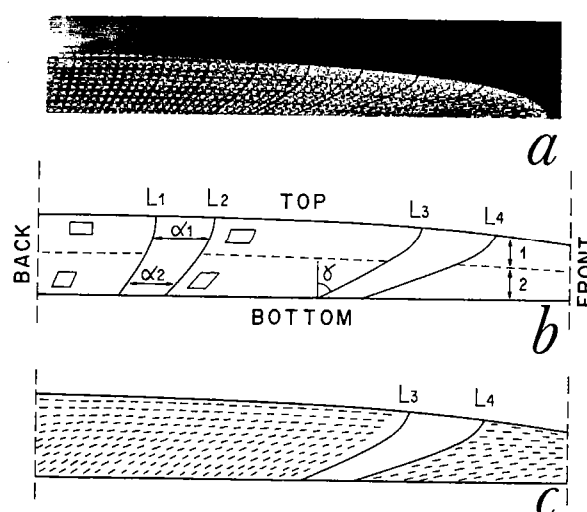


Fig. 3. Spreading model. a. Photograph parallel to the flow plane in a two-dimensional spreading experiment. The deformed grid allows the computation of strain anywhere in the model, except within the heterogeneously deformed frontal zone. Strain increases from the back to the front. b. Main strain features within the model. L_1 , L_2 , L_3 and L_4 represent the deformation of four initial vertical lines. The strain in the top zone (1) approximates pure shear, as indicated by two different deformed squares. In contrast, the strain in the bottom zone (2) approximates simple shear, as demonstrated by two different deformed squares. c. Convex schistosity trajectories drawn from the deformed ellipses of the photograph and resulting from the simple vertical distribution of both (γ) and (α) strain components.

2 and 3a). In the core of the model, a simple distribution of strain regime is observed (Fig. 3b). Vertical shortening due to gravity collapse induces a component of pure shear towards the top of the model. In contrast, the strain recorded towards the base approximates simple shearing. The resulting schistosity trajectory in a vertical flow plane is a convex one (Fig. 3c). The schistosity curves towards the top where it is completely horizontal. The top zone of flat-lying schistosities progressively enlarges towards the base as simple shearing increases with time, but the convex pattern remains unchanged during the experiment. The strain significantly increases from back to front so that the spatial variation of vertical profiles from back to front can be interpreted as well as the time evolution of a given vertical profile located at the front.

(2) Gliding-spreading model

The strain pattern within two-dimensional gliding-spreading models has recently been investigated experimentally (Brun and Merle, 1985); schistosity trajectories in a vertical flow plane have also been studied theoretically in detail (Merle, 1986). Strain components are very close to those described from spreading models but intensities are vastly different. The main difference is found in a greater intensity of the γ simple shear component within the gliding-spreading model because there is an additional basal slope allowing viscous gliding along the sole.

Three successive schistosity trajectories are observed from back to front in the models (at the final stage of the experiment) or from the time evolution of a given vertical profile (observed near the front of the model). The convex pattern observed at the beginning of experiments changes with time to a sigmoidal pattern, and then to a concave one (Fig. 4a).

These successive schistosity trajectories can be explained on a theoretical graph showing the strain ratio (R) versus the angle (θ) between the schistosity plane and the shear direction (i.e. the basal slope). Also shown are lines of constant γ value and constant α value (see further details in Merle, 1986). The deformed grids of the scale models, observed from top to bottom, display curves very close to the theoretical α -constant value curves. This means that the vertical variation of the α component is insensitive compared to the vertical variation of the γ component. To consider the schistosity trajectories in a vertical flow plane, we need therefore to analyse the α -constant curves, and to emphasize that the dip of the schistosity is dependent on the value of the superimposed shear strain, both from top to bottom and from back to front. Three successive schistosity trajectories are then recorded, related to the increase of the γ component during flow (Fig. 4b).

Stretch direction and strain ellipsoids

When studying the literature, the relationship between stretching and the transport direction within nappes remains unclear. The stretching lineation is sometimes considered as giving the direc-

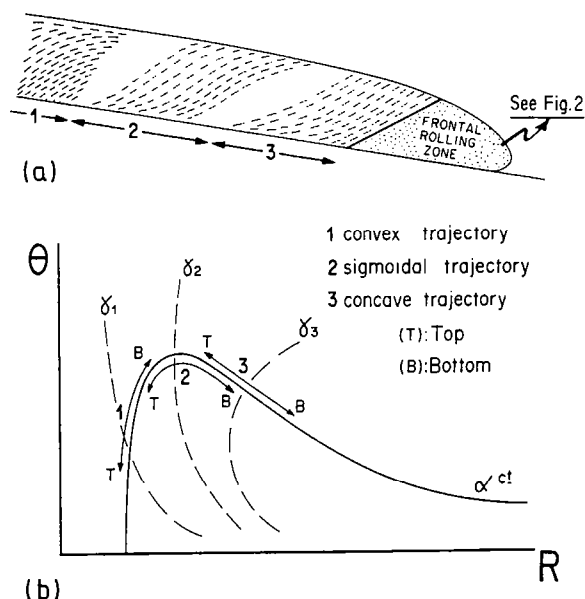


Fig. 4. Gliding-spreading model. (a) Schistosity trajectories observed from the back (convex pattern) to the front (concave pattern). (b) Simplified representation of strain ratio, R , against the angle, θ , between the schistosity plane and the shear direction (basal sole) when pure shear and simple shear are simultaneously combined. An α -constant curve and three γ -constant curves ($\gamma_1 < \gamma_2 < \gamma_3$) are shown. At any given moment, the α strain component is almost constant within the model, whereas the γ simple shear component increases both from top to bottom and from back to front. Each schistosity trajectory is then explained by the progressive increase of the simple shear component from top to bottom, and the three successive schistosity trajectories (1, 2 and 3) are related to the increase of strain during flow from the back to the front (further details in Merle, 1986).

tion of nappe transport, without further explanations and arguments. To detail the theoretical aspects of the problem lies outside the scope of this paper (see, e.g., Ramsay 1969). The question is best considered here from a practical point of view, allowing the field geologist to use a simple rule when studying nappes and thrust sheets. Thus, there is a close parallelism between the stretching lineation and the direction of nappe transport when the strain approximates simple shearing. This is usually observed at the base of nappes and thrust sheets, where the motion originates in a major shear zone with the slide direction parallel to the direction of motion. There is no simple relationship elsewhere in the nappe and the stretching direction can be completely different

from the direction of motion, depending on emplacement mechanisms and boundary conditions.

This case concerns two-dimensional experiments with two parallel lateral side walls, defining a channel where the motion is everywhere in the same direction. In this case, the stretching direction is close to the direction of motion. The plunge of the stretch axis varies as a function of the α and γ components, but the stretching and motion directions are constrained by lateral boundaries, preventing the material from extending in directions different from the length of the slab. In this way, one can consider that the plunge of the stretch axis is identical to the dip of the schistosity plane, which is indicated on Figs. 3 and 4a. However, lateral boundary effects are observed if lateral side walls are not lubricated. A wrenching component parallel to the side walls is then superimposed on previous γ and α components, so that the stretch axis takes an intermediate attitude between the side walls and its perpendicular. Such lateral boundary effects have been studied theoretically (Brun, 1977; Coward and Kim, 1981; Sanderson, 1982) and are clearly observed from experimental modelling (Brun and Merle, 1985).

The experimental procedure is that of plane strain when performing two-dimensional experiments (models 1 and 2). The resulting strain ellipsoid is, of course, of the plane strain type ($K = 1$). However, the deformation at both lateral sides, if not lubricated, is different, as theoretically predicted by Sanderson (1982). In these zones, the deformation combines the strain components described in previous sections, with a wrenching component due to the lateral boundary effect. The resulting strain ellipsoid is then of the constriction type (Sanderson, 1982).

Three-dimensional flow

Strain components

The general strain analysis described in the previous section is especially appropriate for a two-dimensional approach to purely gravity-driven nappes, but becomes inaccurate for the three-dimensional extruding-spreading and spreading models. In this paper, three-dimensional strain

models refer to a three-dimensional coordinate system (see Fig. 8) with a quasi-horizontal axis parallel to the slip direction (Y -axis), a horizontal axis normal to the slip axis (Z -axis) and a vertical axis (X -axis).

In the core of an extruding-spreading nappe, vertical extension along the X -axis due to extrusion is more or less balanced by vertical shortening due to gravity collapse. Towards the front, vertical collapse along the X -axis is greater than vertical extrusion, and the nappe is thinned as a result of the spreading process. Note that the front of an extruding-spreading nappe is thus very similar to a three-dimensional spreading nappe. This enables us to discuss some aspect of the strain pattern of both models together, as attempted below. In contrast, vertical extension along the X -axis is more important at the rear of the extruding-spreading nappe and provides the topographic surface slope necessary for spreading to begin. Since it is the result of the simultaneous combination of extrusion and collapse, the strain corresponds to horizontal shortening and extension parallel and perpendicular to the flow plane, respectively. This can be seen as a pure shear component with stretch perpendicular to and shortening parallel to the flow direction (i.e. stretching along the Z -axis and shortening along the Y -axis). This three-dimensional approach necessarily assumes that rocks are able to extend in a horizontal direction perpendicular to the flow lines. This implies, of course, that no rigid lateral boundaries prevent this extension, and one may imagine several variations of the strain model linked to particular geometries of the lateral boundaries. This model also suggests that flow becomes radial from the extrusion root (i.e. radial spreading). The pure shear component is superimposed on the heterogeneous simple shear component, which is very similar to that described in two-dimensional flow, except that the slide direction becomes radial too.

The flow in models 1 and 2 can also be radial. The γ simple shear component remains unchanged but is radial, whereas the α pure shear component becomes similar to that described at the front in the extruding-spreading model (i.e. a radial effect corresponding to shortening along the

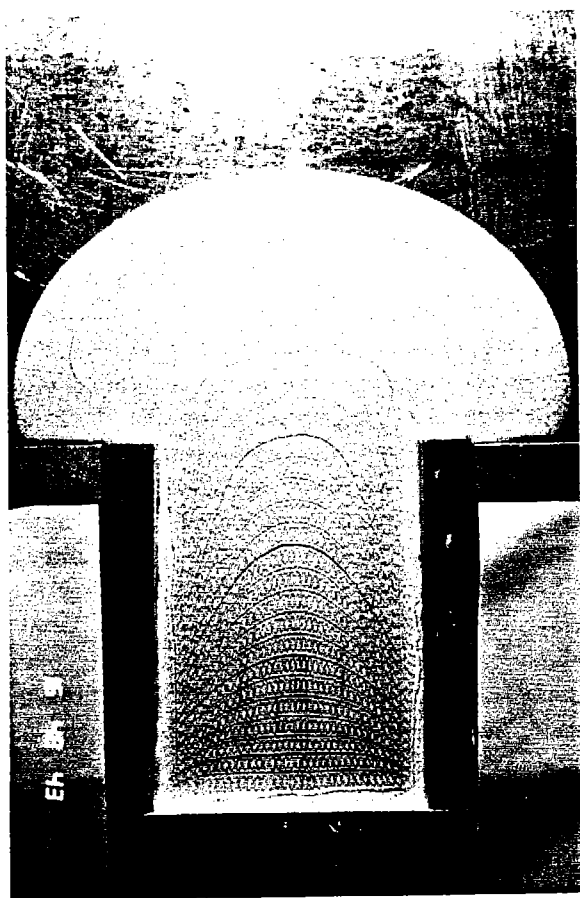


Fig. 5. Photograph of a radial spreading experiment. The silicone spreads radially beyond the channel. Deformation of the orthogonal grid takes place on the free upper surface. Stretching is parallel to the flow direction in the channel but becomes concentric in the spreading zone. Compare with experiments run in centrifuges to study the fold patterns in a three-dimensional lobe beyond a two-dimensional channel (Ramberg, 1964).

Y-axis and extension along the Z-axis, associated with a vertical shortening due to general collapse). This α pure shear component is clearly observed in the square grids which are deformed at the top free surface during three-dimensional or radial spreading experiments (Fig. 5). These radial spreading experiments can be usefully compared with experiments performed in a centrifuge to study the fold patterns in moraine-charged piedmont glaciers beyond a two-dimensional channel (Ramberg, 1964). In each experiment, the fold pattern clearly indicates an extensional strain parallel to the periphery and a compressive strain in a radial direction. Moreover, an increasing strain

is recorded from back to front in the piedmont area. Strain analysis from folded markers reveals that no shear takes place parallel to the axial planes of the folds. At the top free surface, folding is simply related to a pure shear component with concentric stretching and radial shortening (Ramberg, 1964).

Thus, strain components during flow are strongly dependent upon lateral boundary conditions and the three models can be very similar when no lateral boundaries prevent extension perpendicular to the flow direction.

Schistosity trajectories in the vertical flow plane

Extruding-spreading and radial spreading. The extruding-spreading model has been studied from three-dimensional experiments where the analogue material spreads radially from the extruding zone. The pure and simple shear components have been briefly presented in the strain components section. To be a general strain model, the mathematical treatment should include some vertical thickening at the back and some vertical thinning at the front of the nappe. Thus, one may schematically distinguish three main zones from back to front which reveal compression at the back (Fig. 6a, $\alpha_x = 1.5$) and spreading at the front (Fig. 6c, $\alpha_x = 0.7$, i.e. radial spreading). The intermediate zone maintains a constant vertical thickness (Fig. 6b, $\alpha_x = 1$), so that the vertical axis (X) is a direction of no strain (i.e. there is a balance between the rate of extrusion and the rate of gravity-generated flow). Note that strain components in the frontal zone of an extruding-spreading model are identical to those encountered in spreading and gliding-spreading models when the flow is radial (i.e. no lateral boundaries).

Re-deriving Ramberg's equation (Ramberg, 1975b, eqn. 113; see Appendix 2), a general solution is obtained where strain components are simultaneously combined. The main results are presented on diagrams which show the angle, θ , of the schistosity plane in a vertical flow plane versus the γ simple shear component (Fig. 6).

The resulting schistosity trajectories are concave, tending to become vertical towards the top as the γ component decreases (Figs. 6 and 7a).

The schistosity trajectories become sigmoidal at the front if the vertical shortening due to gravity is greater than the horizontal shortening due to compression (Fig. 6c, curve $\alpha_z = 1.5$). In this zone, the schistosity can display sigmoidal trajectories (Fig. 7a) related to the increase of the γ component

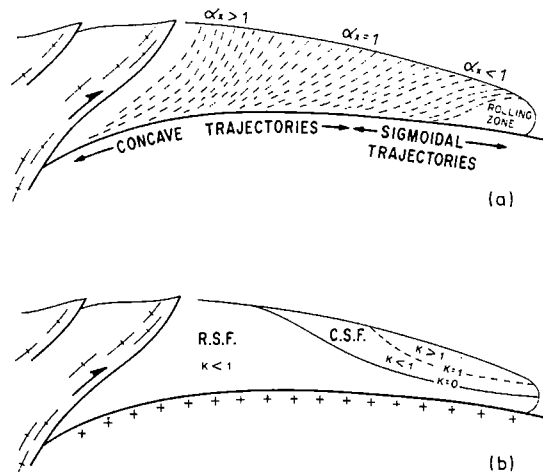
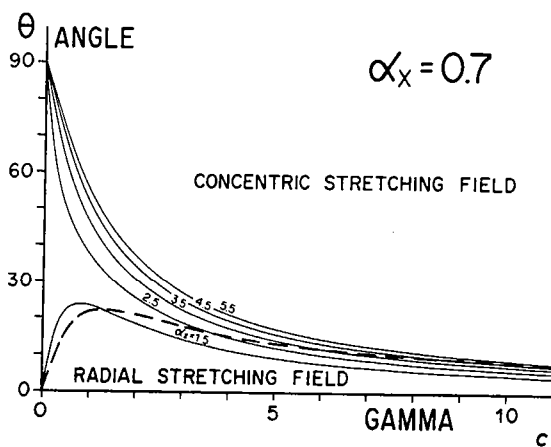
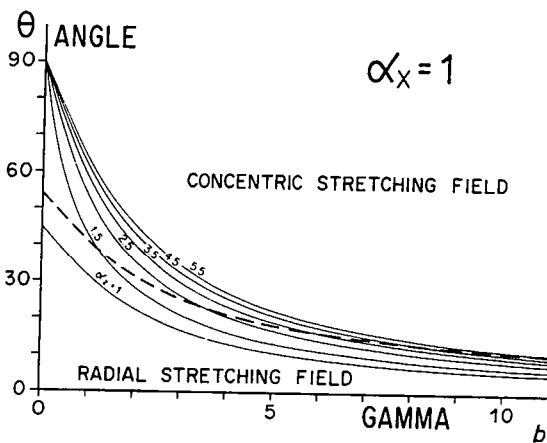
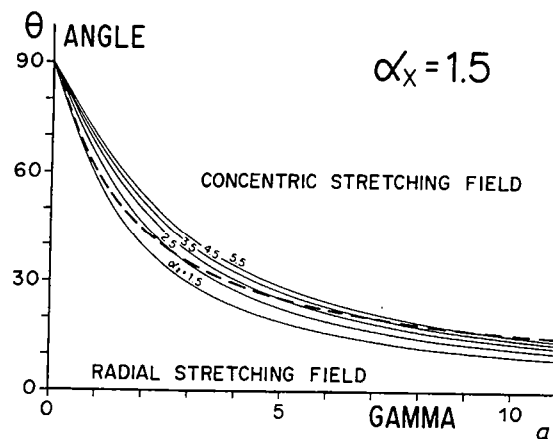


Fig. 7. Extruding-spreading model. a. Schistosity trajectories observed from the back (concave pattern) to the front (sigmoidal pattern) in a vertical flowing plane. b. The distribution of the Flinn parameter (K) within the nappe. A uniaxial oblate ellipsoid ($K = 0$) separates the radial stretching field (R.S.F.) from the concentric stretching field (C.S.F.).

See Fig. 8b and further explanation in the text.

towards the bottom as previously described for two-dimensional gliding-spreading models.

Figure 6c is especially important since it represents a radial spreading away from a topographic high (i.e. shortening along the vertical X -axis). α_z constant-value curves show clearly that the schistosity plane can be very steeply dipping towards the top of the nappe if α_z is greater than α_x . This is usually observed in radial spreading experiments (Fig. 5). Thus, it is proposed that purely gravitational processes such as radial spreading can display some steeply dipping schistosities, and not only flat-lying ones as usually considered. In other words, it should be emphasized that steeply dipping schistosities can no longer be considered as an unanswerable argument against gravitational processes.

Fig. 6. Plot of γ simple shear component against angle, θ , between the schistosity plane and the shear direction (basal sole) in the extruding-spreading model. Constant α_z curves are shown on each diagram (see coordinate axes on Fig. 8). These three diagrams can be seen as a spatial evolution from the back ($\alpha_x = 1.5$) to the front ($\alpha_x = 0.7$) of the model. The diagram corresponding to the front of the extruding-spreading model (c) can be applied to a radial spreading model. It demonstrates that purely gravity-driven nappes can display some steeply dipping schistosities towards the top.

Stretch direction

This case concerns experiments with no lateral side walls, so that flow becomes radial from a topographic high. The three types of spreading nappe can then be analysed together. The three-dimensional strain approach described above for the extruding-spreading model remains accurate for spreading and gliding-spreading models. The pure shear component corresponds to horizontal shortening parallel to the flow plane and the material is extended in a perpendicular direction (Fig. 8a). Square grids emplaced on the top free surface of scale models display this pure shearing component in all experiments (Fig. 5). A mathematical three-dimensional strain model can then be computed taking into account all strain components during flow (see Appendix 2). The spreading nappe can be seen as the front of an extruding-spreading nappe and then analysed on the same

graph. Moreover, the gliding-spreading nappe displays identical features to a spreading nappe, with a greater intensity of γ simple shear component and a lesser intensity of α pure shear component.

Results can be summarized as follows (Fig. 8). The three-dimensional coaxial strain component (α) generates a concentric stretching and radial shortening, whereas the simple shear component (γ) generates a radial stretching. Local proportions of γ and α components therefore control whether stretching is concentric or radial. Strain gradients indicate that large simple shears are recorded towards the base, whereas essentially pure shear is recorded towards the top. A radial stretching is then expected at the base and a concentric one at the top (Fig. 8b). Computations show that these two domains are separated by a zone of no stretching corresponding to a uniaxial oblate ellipsoid ($k = 0$, Fig. 8c). The positive or negative strain along the vertical X -axis (different α_x curves

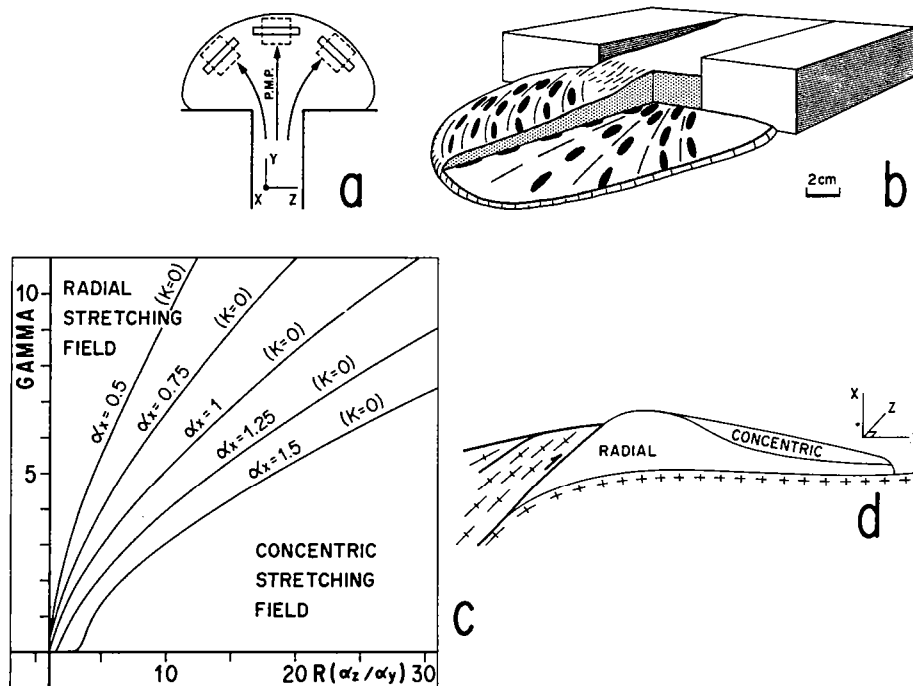


Fig. 8. Stretching direction within extruding-spreading models. a. Top view of a radially extruded model from a closing channel. Particle movement paths (P.M.P.) indicate radial displacement in the spreading zone. A schematic representation of three deformed squares on the top free surface shows concentric stretching due to the pure shear component. The coordinate axes are used for mathematical computations. b. Vertical stretch variation within the extruding-spreading zone; concentric stretching towards the top and radial stretching towards the bottom. c. Concentric and radial stretching as a function of simple shear (γ) and pure shear (α) components. These two fields are separated by a line which corresponds to a uniaxial oblate ellipsoid ($K = 0$). d. The spatial distribution of radial and concentric stretching fields within the extruding-spreading model.

on Fig. 8c) does not alter this main conclusion, but shows that the concentric stretching field enlarges at the front of an extruding-spreading model ($\alpha_x < 1$). A spatial distribution of radial and concentric stretching fields in the vertical flow plane is deduced from these curves (Fig. 8d). It indicates that radial stretching is expected at the base and back, whereas concentric stretching is expected at the front and top of the nappe.

Strain ellipsoids

In three-dimensional experiments, the strain ellipsoid can be computed using numerical methods

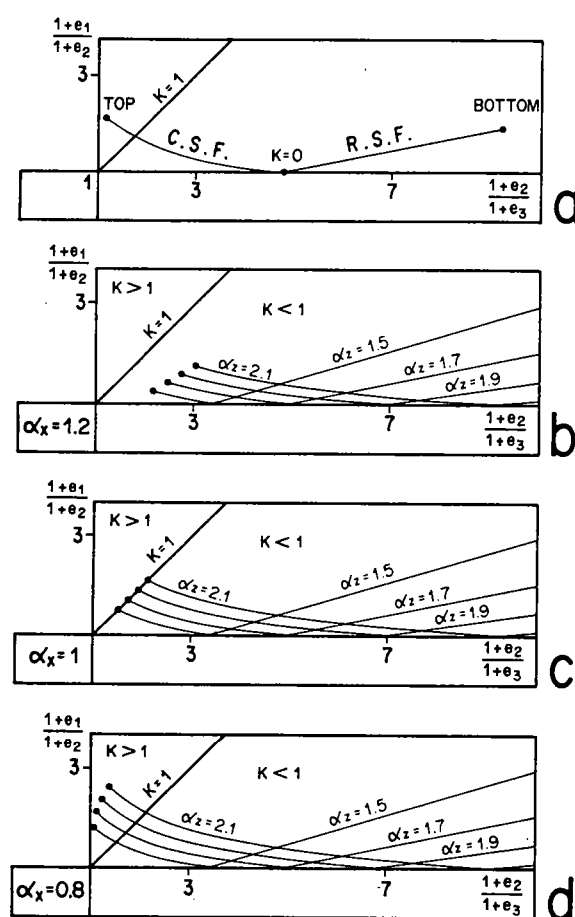


Fig. 9. Flinn diagram showing ellipsoid types expected from top to bottom within the extruding-spreading model. a. General strain paths from top to bottom showing types of strain ellipsoid associated with concentric and radial stretching fields (C.S.F. and R.S.F.). b–d. Strain paths computed for three different α_x values which can be considered as three vertical strain paths from the back (b) to the front (d) of the extruding-spreading nappe.

which solve the Finger tensor (see Appendix 2). As a good approximation, let us assume a constant α component and a heterogeneous simple shear component increasing from top to bottom. It has been already noted that a zone of uniaxial oblate strain ellipsoid separates the concentric stretching field at the top from the radial stretching field at the bottom (Figs. 8c and 9a). If we consider again the three main zones from the back to the front of the extruding-spreading model, they are quite similar whatever the value of α_x (the front corresponds to a radial spreading model, i.e. $\alpha_x < 1$, and with strain paths as on Flinn diagrams; Figs. 9b, c and d). One can note, however, that the top of the front zone ($\alpha_x < 1$, Fig. 9d) displays constriction-type ellipsoids ($K > 1$) instead of the flattening type as recorded elsewhere in the model. A general distribution of the Flinn parameter (K) can then be deduced within the extruding-spreading model (or within the radial spreading model) which can be correlated with both radial and concentric stretching fields (Fig. 7b). Because the gliding-spreading model is close to the spreading one, but with a greater intensity of γ component, the reliable strain path from top to bottom is also thought to be similar to that computed for the spreading model.

Geological applications

The most striking features of spreading nappes are summarized by (1) the stretch trajectories in vertical flow planes, (2) the spatial relationship between stretching and displacement directions, and (3) the types of strain ellipsoid in different parts of the nappe. The vertical strain gradients described above are common to all types of nappe, whatever forces are causing the motion; by contrast, horizontal strain gradients have the opposite sense in spreading nappes (or gliding-spreading nappes) and extruding-spreading nappes. The field recognition of the main strain features developed during motion, especially the stretch trajectories in vertical flow planes, would be of great interest and could give some support to the strain models presented here.

As a field example, some aspects of the strain patterns of the Helvetic nappes (Swiss Alps), as

previously demonstrated by Ramsay and co-workers, are briefly described below. The rather special incremental strain recorded at the base of the nappe pile, which is possibly related to a change of direction of thrusting (Dietrich and Durney, 1986), observed also in some areas of the Western Alps (Merle and Brun, 1984; Gourlay, 1986) and probably due to the late Tertiary kinematics of the Alps, will not be discussed here.

Horizontal strain gradients within the Helvetic nappes are especially clear and indicate an increase of the strain from front to back (Ramsay, 1981; Durney, 1982). Vertical strain gradients are also very sensitive and represent a considerable increase in strain from top to bottom. The stretching lineations at the base of the nappe pile (inverted limb of the Morcle fold nappe) are perpendicular to the fold axes and parallel to the displacement direction. In contrast, the upper units (Diableret and Wildhorn nappes) display stretching lineations parallel to the fold axes and perpendicular to the displacement. An intermediate domain of no stretching ($K=0$) separates these two domains (Ramsay, 1981, p. 302). At the top of the nappe pile (Wildhorn nappe), the fabric is of the constriction type (Ramsay, 1981, p. 302). Stretch trajectories in vertical flow planes are concave, steeply dipping towards the top and flat-lying towards the bottom (Siddans, 1983; Dietrich and Casey, in press). Some sigmoidal trajectories are observed towards the front of the Morcles fold nappe.

This general strain pattern is very close to that described for the extruding-spreading nappe as illustrated in Fig. 7, including a similar vertical stretch variation (parallel to the displacement at the bottom and perpendicular at the top, with no stretching between the two domains) and a clear similarity with the distribution of the Flinn parameter K . Thus, the strain pattern is indicative of the fact that the Helvetic nappes correspond to material extruded from between masses of crystalline basement (external crystalline massifs) and spread out at the same time towards the foreland. The Helvetic nappes probably result from a combination of extrusion and spreading processes rather than thin-skinned tectonics (Butler, 1985), a sheared and buckled hangingwall ramp (Ramsay

et al., 1983) or the buckling of a half-graben fill due to a forced ramp (Gillcrust et al., 1987). Differences between our strain model and the Helvetic nappes are to be found in the boundary conditions, which prevent radial spreading, and a strain ellipsoid of the flattening type at the base of the nappe pile. However, one can argue that the γ simple shear component is so strong at the base of the nappe pile compared with other strain components that strain measurements in the field necessarily give a resulting deformation close to plane strain. The overall three-dimensional strain is of the flattening type in higher units, where the principal extension is perpendicular to the displacement and where the simple shear component is negligible. Local high strain at the contacts between the three major units has also introduced some perturbation and variation from the experimental strain model of extruding-spreading nappes.

Another fairly similar field example could be cited from the Gavarnie-Mt. Perdu nappe in the Pyrenees. Some authors have already proposed that the emplacement of this nappe is the result of compression and gravity (Seguret, 1972; Labaume, 1983). Strain increases from the front to the back, where the stretch and the schistosity become vertical because of strong horizontal shortening. At the bottom of the nappe pile, the basal sole is flat-lying or even downward-sloping. Schistosity trajectories in the vertical flow plane are concave, steeply dipping towards the top and flat-lying at the base (Seguret, 1972; Choukroune and Seguret, 1973). The stretching lineation is parallel to the N-S motion in the core of the nappe pile, but suddenly becomes perpendicular to the displacement in the higher unit of the Mt. Perdu (Deramond and Rambach, 1979). This overall geometrical feature suggests a combination of extrusion and spreading.

Conclusion

The strain models presented in this paper provide the overall strain patterns within spreading nappes and need to be tested against further field data. As demonstrated, the strain is quite different in two-dimensional or three-dimensional flow, thus

indicating that lateral boundary conditions are the major parameters in controlling the deformation associated with flow. This explains how the strain models could be slightly modified and improved when studying particular field examples in their proper natural environments. A comparison between experimental studies, mathematical models and field examples is probably the best way of improving our knowledge of strain within spreading nappes.

Acknowledgements

I thank Pierre Choukroune for his encouragement during the development of this work. I am greatly indebted to Hans Ramberg for useful suggestions and a careful review of the manuscript. Jean-Pierre Gratier is acknowledged for sending me the Ramberg (1964) paper, difficult to obtain in geological libraries. Special thanks are due to Robert Krantz for correcting the English text.

Appendix 1

Two-dimensional strain models can be computed by multiplying the deformation matrices of pure shear (D_{ps}) and simple shear (D_{ss}):

$$D_{ss} = \begin{bmatrix} 1 & \gamma \\ 0 & 1 \end{bmatrix}, \quad D_{ps} = \begin{bmatrix} \alpha & 0 \\ 0 & \alpha^{-1} \end{bmatrix} \quad \text{with } \alpha > 1$$

Both strain components are simultaneously combined and the factorization of strain is obtained with the strain rate tensor rather than the deformation gradient. According to Ramberg (1975a, eqn. 38), the deformation gradient tensor (D) is given by:

$$D = D_{ps+ss} = \begin{bmatrix} \exp(\dot{\epsilon}t) & \frac{\dot{\gamma}}{\dot{\epsilon}} \sinh(\dot{\epsilon}t) \\ 0 & \exp(-\dot{\epsilon}t) \end{bmatrix}$$

where $\dot{\epsilon}$ is the rate of extension and $\dot{\gamma}$ the shear strain rate, which simplifies to:

$$D = D_{ps+ss} = \begin{bmatrix} \alpha & \frac{\gamma\alpha^2 - \gamma}{2\alpha \ln \alpha} \\ 0 & \alpha^{-1} \end{bmatrix}$$

Strain can then be computed from the symmetrical Finger tensor (DD') which has eigenvalues

equal to the principal quadratic elongations $(1 + e_i)^2$ and eigenvectors parallel to the principal axes (see De Paor, 1983).

Appendix 2

The two deformation matrices for three-dimensional models (see the coordinate system on Fig. 8) are:

$$D_{ss} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ \gamma & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}, \quad D_{ps} = \begin{bmatrix} \alpha_x & 0 & 0 \\ 0 & \alpha_y & 0 \\ 0 & 0 & \alpha_z \end{bmatrix}$$

A simultaneous combination is again obtained from the strain rate tensor. Re-deriving Ramberg's equations (1975b, eqn. 113), the general solution is:

$$D = D_{ss+ps} = \begin{bmatrix} \exp(\dot{\epsilon}_x t) & 0 & 0 \\ \frac{\dot{\gamma}(\exp(\dot{\epsilon}_x t) - \exp(\dot{\epsilon}_y t))}{\dot{\epsilon}_x - \dot{\epsilon}_y} & \exp(\dot{\epsilon}_y t) & 0 \\ 0 & 0 & \exp(\dot{\epsilon}_z t) \end{bmatrix}$$

which simplifies to:

$$D = D_{ss+ps} = \begin{bmatrix} \alpha_x & 0 & 0 \\ \frac{\gamma(\alpha_x - \alpha_y)}{\ln(\alpha_x/\alpha_y)} & \alpha_y & 0 \\ 0 & 0 & \alpha_z \end{bmatrix}$$

The strain is then computed by solving the Finger tensor (DD').

References

- Beach, A., 1981. Some observations of the development of thrust faults in the ultradauphinois zone, French Alps. In: K.R. McClay and N.J. Price (Editors), *Thrust and Nappe Tectonics*. Spec. Publ., Geol. Soc. London., 9: 329-334.
- Beach, A., 1982. Strain analysis in a cover thrust zone, external French Alps. *Tectonophysics*, 88: 333-346.
- Bertrand, M., 1884. Rapport de structure des Alpes de Glaris et du bassin houiller du Nord. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 12: 318-330.
- Borradaile, G.J., 1973. Dalradian structure and stratigraphy of the Northern Loch Awe district, Argyllshire. *Trans. R. Soc. Edinb.*, 69: 1-21.
- Brun, J.P., 1977. Cumulative strain and boundary effects in the gravity flow of a viscous slab. *Tectonophysics*, 41: 7-14.
- Brun, J.P. and Merle, O., 1985. Strain patterns in models of spreading-gliding nappes. *Tectonics*, 4 (7):705-719.

- Bucher, W.H., 1956. Role of gravity in orogenesis. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 67: 1295-1318.
- Bucher, W.H., 1962. An experiment of the role of gravity in orogenic folding. *Geol. Rundsch.* 52(2): 804-810.
- Butler, R.W.H., 1985. The restoration of thrust systems and displacement continuity around the Mont Blanc Massif, NW external Alpine thrust belt. *J. Struct. Geol.*, 7: 569-582.
- Chapple, W.M., 1978. Mechanics of thin-skinned fold and thrust belts. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89: 1189-1198.
- Choukroune, P. and Seguret, M., 1973. Tectonics of the Pyrenees: role of compression and gravity. In: K.A. de Jong and R. Scholten (Editors), *Gravity and Tectonics*. Wiley, New York, N.Y., pp. 141-156.
- Coward, M.P., 1983. The thrust and shear zones of the Moine thrust zone and the NW Scottish Caledonides. *J. Geol. Soc. London*, 140: 795-811.
- Coward, M.P. and Kim, J.H., 1981. Strain within thrust sheets. In: *Thrust and Nappe Tectonics*. Spec. Publ., Geol. Soc. London, 9: 275-292.
- De Paor, D.G., 1983. Orthographic analysis of geological structures. I. Deformation theory. *J. Struct. Geol.*, 5, 3/4: 255-277.
- Deramond, J. and Rambach, J.M., 1979. Mesure de la déformation dans la nappe de Gavarnie (Pyrénées Centrales): interprétation cinématique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 21 (2): 201-211.
- Dietrich, D. and Durney, D.W., 1986. Change of direction of overthrust shear in the Helvetic nappes of western Switzerland. *J. Struct. Geol.*, 8: 389-398.
- Durney, D.W., 1982. Some observations concerning the question of gravity gliding and hinterland compression in the Western Helvetic nappes. *Int. Conf. on Planar and Linear Fabrics of Deformed Rocks*, Zurich, Abstr., p. 92.
- Dietrich, D. and Casey, M., in press. A new tectonic model for the Helvetic nappes. In: M.P. Coward, D. Dietrich and R.G. Park (Editors), *Alpine Tectonics*, Spec. Publ. Geol. Soc. London.
- Elliott, D., 1976. The motion of thrust sheets. *J. Geophys. Res.*, 81: 949-963.
- Gilbert, E., 1986. Structures et déformation dans le Nord de la plaque indienne en Himalaya du Ladakh. Thèse d'Université, Poitiers, 225 pp.
- Gilbert, E. and Merle, O., 1987. Extrusion and radial spreading beyond a closing channel. *J. Struct. Geol.*, 9 (4): 481-490.
- Gillcrist, R., Coward, M. and Mugnier, J.L., 1987. Structural inversion and its controls: examples from the Alpine foreland and the French Alps. *Geodyn. Acta*, 1 (1): 5-34.
- Goguel, J., 1948. Introduction à l'Étude Mécanique des Déformations de l'Écorce Terrestre (2^e éd.). *Mem. Expl. Carte Géol. Fr.*, 530 pp.
- Gourlay, P., 1986. La déformation du socle et des couvertures Delphino-Helvétiques dans la région du Mont-Blanc (Alpes Occidentales). *Bull. Soc. Géol.*, 1: 159-169.
- Hooke, R.L. and Hudleston, P.J., 1978. Origin of foliation in glaciers. *J. Glaciol.*, 20: 285-299.
- Hsü, K.J., 1969. Role of cohesive strength in the mechanics of overthrust faulting and of landsliding. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80: 927-952.
- Hubbert, M.K. and Rubey, W.W., 1959. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, I. Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 70: 115-166.
- Hudleston, P.J., 1977. Similar folds, recumbent folds and gravity tectonics in ice and rocks. *J. Geol.*, 85: 113-122.
- Hudleston, P.J. and Hooke, R., 1980. Cumulative deformation in the Barnes ice cap and implications for the development of foliation. *Tectonophysics*, 66: 127-146.
- Hutton, D.H.W., 1979. The strain history of a Dalradian slide: using pebbles with low fluctuations in axis orientations. *Tectonophysics*, 55: 261-273.
- Kehle, R.O., 1970. Analysis of gravity sliding and orogenic translation. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81: 1641-1664.
- Labat, P., 1983. Evolution tectono-sédimentaire et mégaturbidites du Bassin turbiditique Eocène Sud Pyrénéen. Thèse 3^e Cycle, Montpellier, 170 pp.
- Lugeon, M., 1902. Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e Sér., 1: 723-825.
- Merle, O., 1986. Patterns of stretch trajectories and strain rates within spreading-gliding nappes. *Tectonophysics*, 124, 3/4: 211-222.
- Merle, O. and Brun, J.P., 1984. The curved translation path of the Parpaillon nappe (French Alps). *J. Struct. Geol.*, 6, 6: 711-719.
- Milnes, A.G. and Pfiffner, O.A., 1980. Tectonic evolution of the Central Alps in cross section St Gallen-Como. *Eclog. Geol. Helv.*, 73: 619-633.
- Milton, N.J. and Williams, G.D., 1981. The strain profile above a major thrust fault, Finmark, Norway. In: K.R. McClay and N.J. Price (Editors), *Thrust and Nappe Tectonics*. Geol. Soc. Sp. Publ. 9: 235-239.
- Mugnier, J.L., 1984. Déplacements et déformations dans l'avant pays d'une chaîne de collision. Thèse d'Ingénieur, Grenoble, 163 pp.
- Nye, J.F., 1951. The flow of glaciers and ice-sheets as a problem in plasticity. *Proc. R. Soc. London, Ser. A*, 207: 554-572.
- Potts, G.J., 1982. Finite strains within recumbent folds of the Kishorn nappe, Northwest Scotland. *Tectonophysics*, 88: 313-319.
- Price, R.A., 1973. Large scale gravitational flow of supracrustal rocks, southern Canadian Rockies. In: K.A. de Jong and R. Scholten (Editors), *Gravity and Tectonics*. Wiley, New York, N.Y., pp. 491-502.
- Price, R.A. and Mountjoy, E.W., 1970. Geologic structure of the Canadian Rockies Mountains between Bow and Athabasca rivers: a progress report. *Geol. Assoc. Can., Sp. Pap.*, 6: 7-24.
- Ragan, D.M., 1969. Structures at the base of an ice fall. *J. Geol.*, 77: 647-667.
- Ramberg, H., 1964. Note on model studies of folding of moraines in Piedmont glaciers. *J. Glaciol.*, 5: 207-218.

- Ramberg, H., 1975a. Particle paths, displacement and progressive strain applicable to rocks. *Tectonophysics*, 28: 1-37.
- Ramberg, H., 1975b. Superposition of homogeneous strain and progressive deformation in rocks. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, 6: 35-67.
- Ramberg, H., 1977. Some remarks on the mechanism of nappe movement. *Geol. Foeren. Stockholm Foerh.*, 99: 110-117.
- Ramberg, H., 1981. Gravity, Deformation and the Earth's Crust. Academic Press, London, 452 pp.
- Ramsay, J.G., 1969. The measurement of strain and displacement in orogenic belts. In: *Time and Place in Orogeny*. Geological Society, London, pp. 43-79.
- Ramsay, J.G., 1981. Tectonics of the Helvetic nappes. In: R.R. McClay and N.J. Price (Editors), *Thrust and Nappe Tectonics*. Spec. Publ., Geol. Soc. London, 9: 293-309.
- Ramsay, J.G., Casey, M. and Kliegfield, R., 1983. Role of shear in development of the Helvetic fold-thrust belt of Switzerland. *Geology*, 11: 439-442.
- Rhodes, S. and Gayer, R.A., 1977. Non-cylindrical folds, linear structures in the *X* direction and mylonite developed during translation of the Caledonian Kalak nappes complex of Finmark. *Geol. Mag.*, 114 (5): 329-341.
- Ridley, J., 1982. Arcuate lineation trends in a deep level ductile thrust belt, Syros, Greece. *Tectonophysics*, 88: 347-360.
- Sanderson, D.J., 1982. Models of strain variation in nappes and thrust sheets: a review. *Tectonophysics*, 88 (3/4): 201-233.
- Sanderson, D.J., Andrews, J.R., Phillips, W.E.A. and Hutton, D.H.W., 1980. Deformation studies in the Irish Caledonides. *J. Geol. Soc. London*, 137: 289-302.
- Schardt, H., 1898. Les régions exotiques du versant Nord des Alpes suisses. *Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat.*, 34: 114-219.
- Seguret, M., 1972. Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant Sud des Pyrénées; caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité. Thèse Fac. Sci., Montpellier, Pull USTELA, Sér. Géol. Struct., 2: 155 pp.
- Siddans, A.W.B., 1979. Arcuate fold and thrust patterns in the Subalpine chains of southeast France. *J. Struct. Geol.*, 1, 2: 117-126.
- Siddans, A.W.B., 1983. Finite strain patterns in some alpine nappes. *J. Struct. Geol.*, 5: 441-445.
- Smolukowski, M.S., 1909. Some remarks on the mechanics of overthrust. *Geol. Mag.*, 6: 204-205.
- Talbot, C.J., 1979. Folds strains in a glacier of salt in southern Iran. *J. Struct. Geol.*, 1, 1: 5-18.
- Wood, D.S., 1973. Patterns and magnitudes of natural strain in rocks. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 27: 373-382.

100

100

100

100

100

100

100

100

100

100

ANNEXE 3

STRAIN PATTERNS IN MODELS OF SPREADING-GLIDING NAPPEs

Jean-Pierre Brun

Unité d'Enseignement et de Recherche des
Sciences Physiques de la Terre, Université
Paris 7 et Institut de Physique du Globe,
Université Paris 6, France.

Olivier Merle

Centre Armoricaïn d'Etude structurale des
Socles, Institut de Géologie, Campus de
Beaulieu, Rennes, France.

Publié avec l'aimable autorisation de
American geophysical Union.

Abstract. Three experiments have been carried out in order to study the progressive and finite strain in nappes where gravitational spreading and gliding occur together. These experimental models were made from analogue materials able to collapse under their own weight on an inclined plane. Throughout most of the models the stretch trajectories in a vertical plane parallel to the flow show a low-amplitude sigmoidal pattern consistent with a previous theoretical model. Other stretch trajectories exist at the front and back ends of each model. The kinematic significance of all these trajectories is discussed in detail. Highest strain intensities are always found next to the base of the model. Strain paths calculated at different stages of flow indicate clearly that nowhere in the model is the motion simple. There is a complex combination in time and space of simple and pure shear, except at the base of the model where the motion approximates a simple shearing. Near the two parallel lateral sides of the model a lateral boundary effect can be observed from the strong curvature of the transverse markers (surface grid and vertical layers). Strain paths have also been estimated in this

complex zone where wrench shearing is superimposed upon vertical shortening and thrust shearing. The geological implications of these experimental models are discussed in relation to recent theoretical studies and field work.

INTRODUCTION

The kinematics and mechanics of nappe emplacement have long interested structural geologists [e.g., Smolukowsky, 1909; Goguel, 1948]. Two main categories of mechanical models have been proposed and discussed. A first category of mechanical models invokes gravity as the force causing the motion. Subcategories are (1) frictional gliding [Hubbert and Rubey, 1959], (2) viscous gliding [Hsü, 1969; Kehle, 1970], and (3) viscous spreading [Elliott, 1976a; Ramberg, 1977b]. The second category invokes a push from the rear [Chapple, 1978].

For the last ten years, attempts have been made to relate strain patterns measured in the field to mechanical models [Choukroune and Seguret, 1973; Siddans, 1979; Milnes and Pfifner, 1980; Milton and Williams, 1981; Durney, 1982; Merle, 1982]. Some features of strain fields are specific to some mechanical models [Merle, 1984], so that their recognition in the field is of particular interest.

The purpose of this paper is to describe the strain pattern in small-scale models of a nappe in which spreading and gliding are

Copyright 1985
by the American Geophysical Union.

Paper number 5T0547
0278-7407/85/005T-0547\$10.00

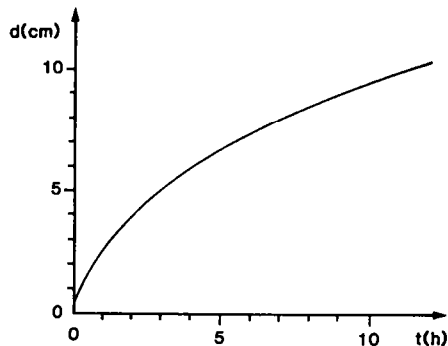


Fig. 1. Time-space curve of the front displacement.

combined. Such a process is easily obtained by the flow of a viscous fluid over an inclined plane.

Several authors have described strain trajectories on geological maps, but there are fewer data for vertical cross sections through a nappe. Our model gives a three-dimensional strain field as it includes a plane flow in its middle part and a three-dimensional flow due to lateral boundary shear. Such situations are observed in the field.

We first describe the dynamic evolution of the experimental model. The strain analysis of deformed grids at the free surface and on vertical cross sections parallel to the flow direction are detailed.

Deformation paths for selected areas of the model are described. The analysis concerns the central zone of plane flow but also the zone of lateral boundary shear. These data are discussed and compared with previous models and with field data.

EXPERIMENTAL PROCEDURE

The apparatus is simply a shallow rectangular channel (40 x 20 x 20 cm) lying upon a ramp inclined at nine degrees to the horizontal. The angle of nine degrees was chosen for technical convenience. Consequences are presented in the

"Discussion" section. The channel is filled with silicone putty.

All models were constructed with silicone putty (Rodhorsil Gomme spéciale GSIR, manufactured by Rhône-Poulenc, France). This putty has an almost perfectly linear dependence of stress upon strain rate, for temperatures ranging from -4° to $+100^{\circ}\text{C}$ and shear stresses less than 10 Mpa. The viscosity ranges from 10^6 Pa s at -40°C through 1.6×10^4 Pa s at $+20^{\circ}\text{C}$. The original color of silicone being only pale pink, batches of a darker tone were prepared by admixing small amounts of finely powdered iron oxide $[\text{Fe}_2\text{O}_3]$. A very small difference in viscosity was detected between the mixture and the pure silicone but no attempt was made to measure it exactly. It is believed to introduce only very small perturbations that do not significantly affect the results.

Models were constructed in layers with overall dimensions 20 x 20 x 2 cm in the horizontal position. Individual layers [5 mm thick], were prepared by pressure moulding. Immediate bonding is ensured when layers are assembled. Once assembled, the models were cooled to -30°C in a commercial freezer, and half of the model was cut transversely in bars of 2 cm, then rotated to obtain the vertical layering. The model was left to sit for 5 hours at room temperature [18°C] before the experiment.

The model in its support is placed on the inclined ramp, and the upper and lower bonding walls are removed. The silicone begins to flow immediately. The duration of experiments ranges from 2 to 12 hours, according to the desired amount of flow. The curves of front motion as a function of time (Figure 1) show the evolution of the flow. Photographs of the surface grid are taken at regular time intervals.

After deformation of the model the entire apparatus was cooled to -30°C . The silicone slab could then be handled and even cut without causing significant internal deformation. Serial sections were cut and photographed while cold. Many of the experimental techniques had been developed previously at the experimental

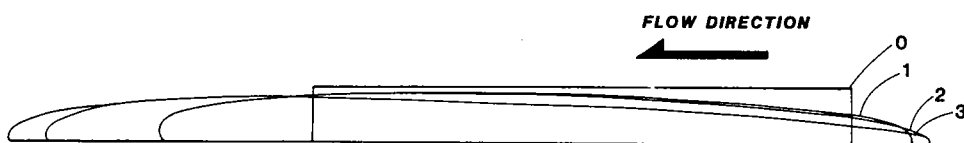


Fig. 2. Longitudinal cross-sections of model.

tectonic laboratory at Rennes [Cobbold and Quinquis, 1980; Quinquis, 1980; Hugon, 1982; Merle, 1982; Harris, 1984].

Similarity Conditions

Similarity conditions in scale model theory have been discussed by few geologists [Hubbert, 1937; Langhaar, 1962; Ramberg, 1981]. For simple Newtonian fluid flow, where gravity is a significant force in an experiment, the similarity is achieved if the ratio of the viscosities in nature and model is equal to the product of the ratios of the length (L), density (D) and time (T) :

$$\frac{\mu_n}{\mu_m} = \frac{D_n L_n T_n}{D_m L_m T_m} \quad (1)$$

where the subscript n refers to nature and m refers to model. This result is easily obtained from the Navier-Stokes equation.

In our models, $T_n = 2.7 \times 10^3$ years, $L_n = 20$ cm, $D_n = 1.2 \text{ g cm}^{-3}$ and $\mu_n = 1.6 \times 10^4$ Pa s [1.6×10^5 p]. Assuming $T_m = 10^7$ years, $L_m = 10$ cm, and $D_m = 2.5 \text{ g cm}^{-3}$, we obtain, from equation (1), $\mu_m = 6.10^{19}$ Pa s. This is a reasonable viscosity for sedimentary rocks, so that our models are thought to be similar to superficial nappes in nature.

Observed Flow

As soon as the front and back boundaries are removed, the slab begins to flow. Most of the flow is downhill, but the back end flows uphill. The initially rectangular longitudinal profile (2 x 20 cm) quickly becomes curved (Figure 2). This new profile shows a regular variation of thickness from the back toward the front of the slab. The downhill motion at the front includes a slow rolling [hinge migration] of the free surface. The perfect adherence of the silicone putty at the lateral walls induces differential displacement that results in the curvature of the surface grid and vertical layers (Figure 3). This effect is also responsible for the slight curvature of the front.

The first experiment was terminated after 2 hours and 30 min [4.5 cm displacement of the front], the second experiment after 7 hours [8 cm displacement] and the third after 12 hours [10 cm displacement].

Rolling at the Front

The motion at the front operates by rolling of the free surface. The perfect adherence of the silicone putty on the basal slope allows no slip along it. During the experiments we observed a tangential stretching of the surface grid where the rolling zone has maximum curvature.

Uphill Flow

Uphill flow at the back end of the slab is especially active at the beginning of an experiment. It increases for the first 4 hours of the experiment and slowly decreases for the remainder. The uphill flow rate is never greater than 5 mm h^{-1} , and the total uphill displacement is small compared to the slab length. The width of the uphill zone is inversely proportional to the basal slope angle.

Lateral Boundary Effect

The surface shape of distorted transverse markers (surface grid and vertical layers) near the side walls defines the zones of lateral boundary effects. These zones are bounded by a curved line whose shape varies with time (Figure 4).

DEFORMATION AT THE FREE SURFACE

Grid deformation at the free surface has been analyzed using photographs (Figure 3).

Displacements, displacement rates, stretching, and stretching rates are plotted versus time (Figures 5a, 5b, 5c, and 5d). Four profiles for displacement rates, stretching, and stretching rates are given at 2 hours 25 min, 4 hours, 6 hours 40 min and 10 hours after the beginning, respectively.

Displacement curves for equally spaced points at the initial surface show a progressive divergence increasing with time (Figure 5a). These curves crosscut the front of the flow, the corresponding points progressively passing in the inverted limb of the rolling zone. Curve inflexions at the back end are related to the evolution of the uphill flow. On the displacement rate diagram (Figure 5b) the uphill flow is delimited in time and space. The displacement rates in the uphill flow zone increase until 4 hours 30 min and then decrease to quasi-null at 10 hours. In the

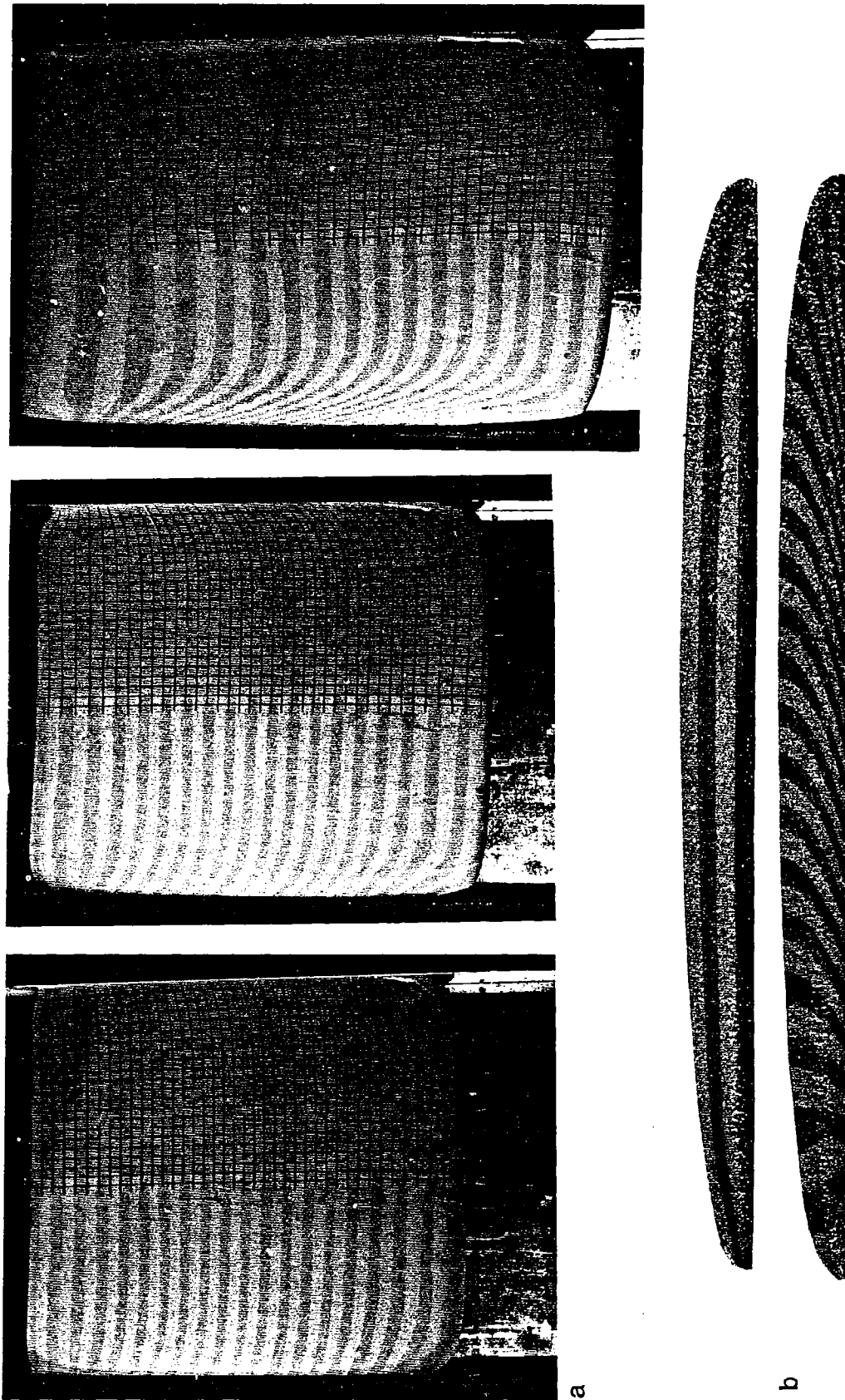


Fig. 3. Plan view of model. (a) Deformation of the orthogonal grid and transverse markers on the free upper surface. From left to right, three progressive stages of the flow. Note the lateral boundary effect near the side walls. (b) Two cross sections after flow showing the deformation of the horizontal and vertical markers. The superposition of these two cross sections gives the deformed grid in the vertical plane parallel to the flow.

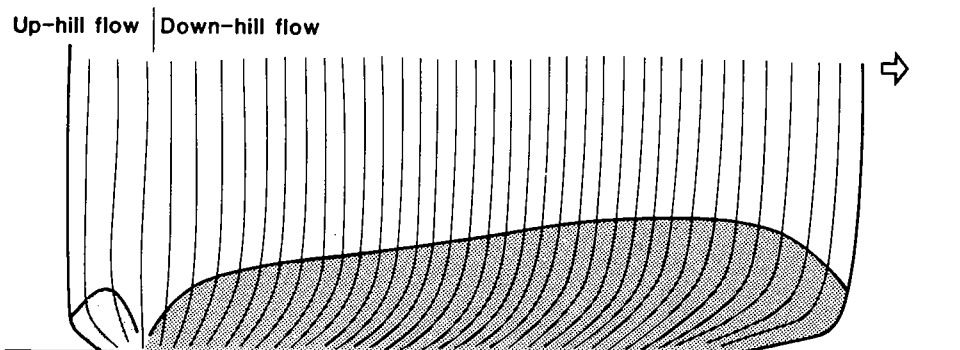


Fig. 4. Delimitation of the zone of lateral boundary effect near the side wall.

downhill flow zone the displacement rates increase quasi-linearly from the back toward the front and decrease with time. At the front, displacement rates are 2.75 cm h^{-1} at the beginning (2 hours 25 min) and 0.72 cm h^{-1} at the end (10 hours).

Profiles of stretching (Figure 5c) show that at the beginning the strain is as high at the front as at the back and rises up to 80 % at 2 hours 25 min. Stretching is low (20 to 30 %) at the center of the model. After 4 hours the frontal zone of stretching higher than 50 % disappears in the rolling zone. Throughout the experiment the stretching continues to increase (up to 200 % at 10 hours) at the back end of the slab, while it remains low (under 50 % at 10 hours) in the frontal part.

Stretching rates at the back of the slab (Figure 5d) are of the order of 10^{-4} s^{-1} at the beginning and decrease progressively to be of the order of 10^{-5} s^{-1} at the end. Identically, they decrease from the order of 10^{-6} s^{-1} in the central part.

DEFORMATION IN THE VERTICAL PLANE

A series of three experiments have been performed for increasing amount of front displacement (4.5, 8, and 10 cm) to obtain successive stages of deformation. Because lateral boundaries were imposed upon the flow, deformation in a vertical plane (x, y) approximates plane strain.

For each of the three models a deformed grid is obtained by superposition of two cross sections in the horizontally and vertically stratified halves of the slab (Figure 3). This technique is wellknown for flow modeling, especially in metallurgy, and has been described in detail by Dixon [1974] for geological modeling application (see also Dixon [1975]).

Strain Maps

The analysis of deformed grids has been performed automatically, using a Hewlett-Packard 9812A digital computer with a digitizer and an on-line plotter.

First, coordinates (x, y) of each node of the grid are digitized, then for each element (whose sides are not too curved), deformation is computed from the matrix of Cauchy's tensor [see Ramberg, 1975].

Because we are in plane strain condition ($\lambda_1 = 1/\lambda_2$, $\lambda_1 = 1+e_1$, $\lambda_2 = 1+e_2$), maps of λ_1 values and orientation (Figure 6) are sufficient to completely define the strain field. At the front of the flow, initial squares are strongly distorted and their sides are too curved to be analyzed. The position of λ_1 is indicated by curved dotted lines smoothed by hand.

Iso-intensity curves of λ_1 values show a relatively constant pattern during progressive deformation whose principal features are (Figure 6) (1) Higher stretching intensities located at the base of the slab in the middle of each model and (2) Lower stretching intensities defined by an oblique band whose axis joins the boundary between uphill and downhill flows at the base to approximately the middle of the free surface.

It is interesting to note the stability of this global pattern during progressive deformation. However, the comparison of the three maps (Figure 6) shows that the axis of the low-intensity zone migrates uphill at the base, while it stays relatively stable at the free surface. The implied movement is a clockwise rotation of this zone of low deformation toward the horizontal.

Maps of λ_1 position (Figure 6) also show a relatively constant pattern. In detail

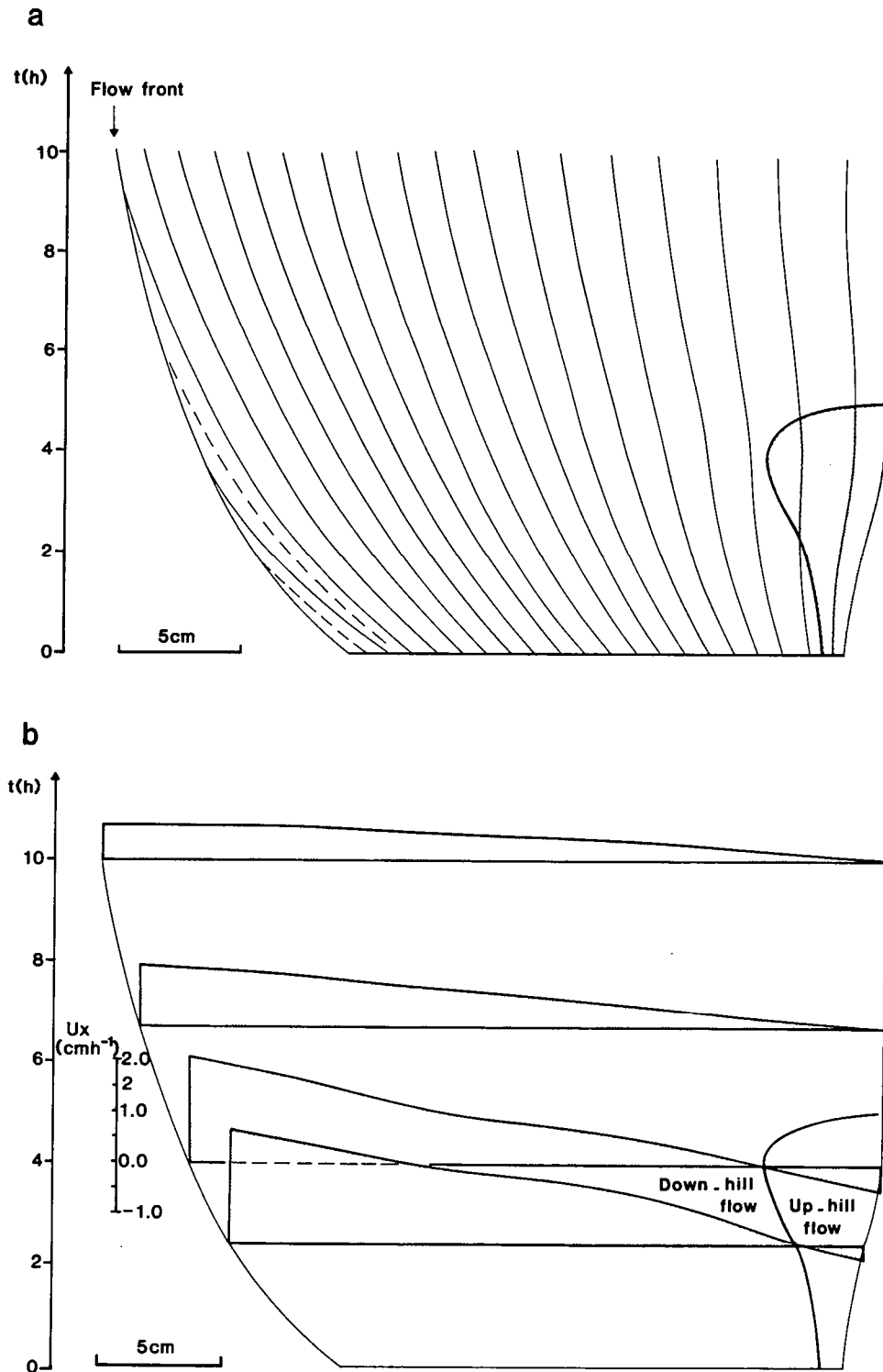


Fig. 5. Deformation at the free upper surface. The vertical axis is time. The straight line at $t=0$ is the initial length of the slab. (a) Displacement curves giving the path of individual points with time. (b) Four profiles giving the variation of displacement rates along the slab. Downhill and uphill flow zones are delimited by the curve joining the zero displacement rate points. (c) Stretch. (d) Stretch rates.

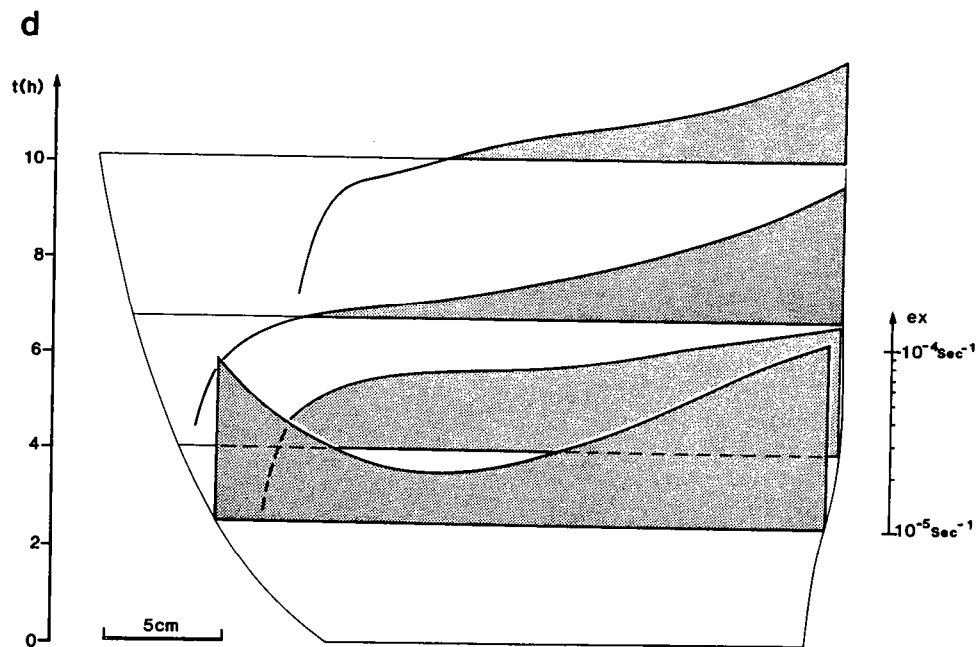
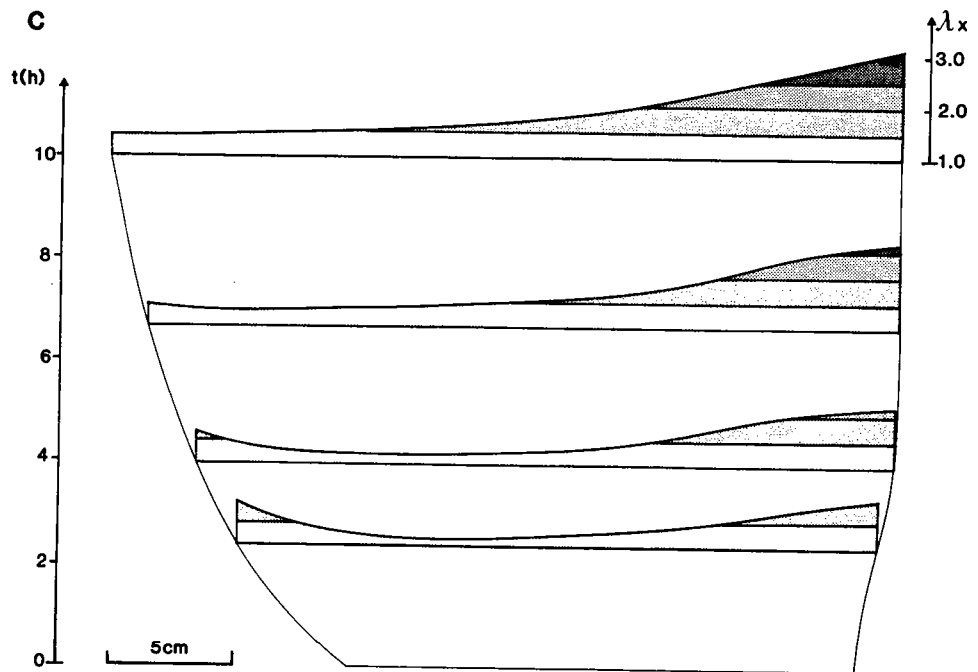
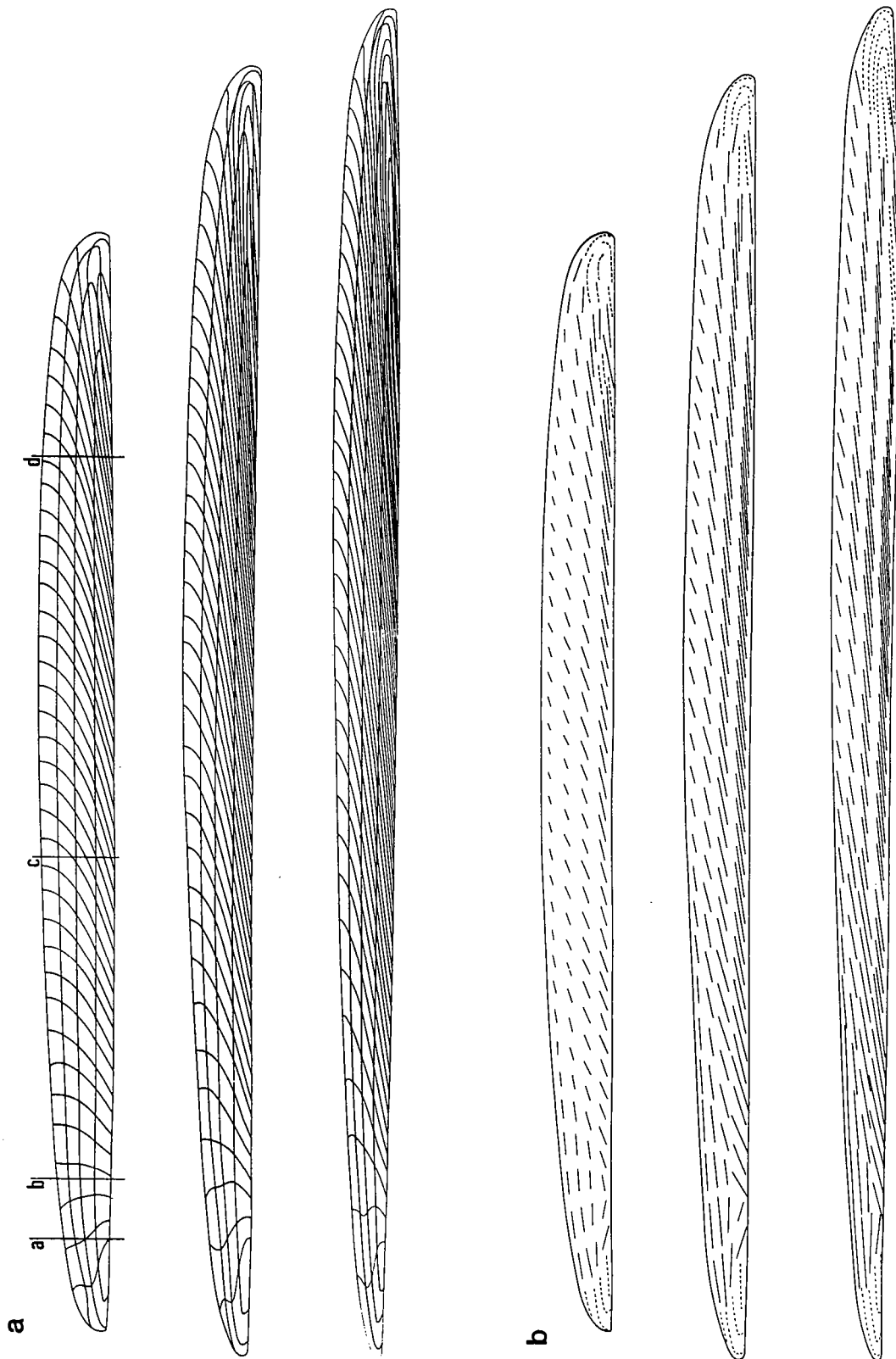


Fig. 5. (continued)



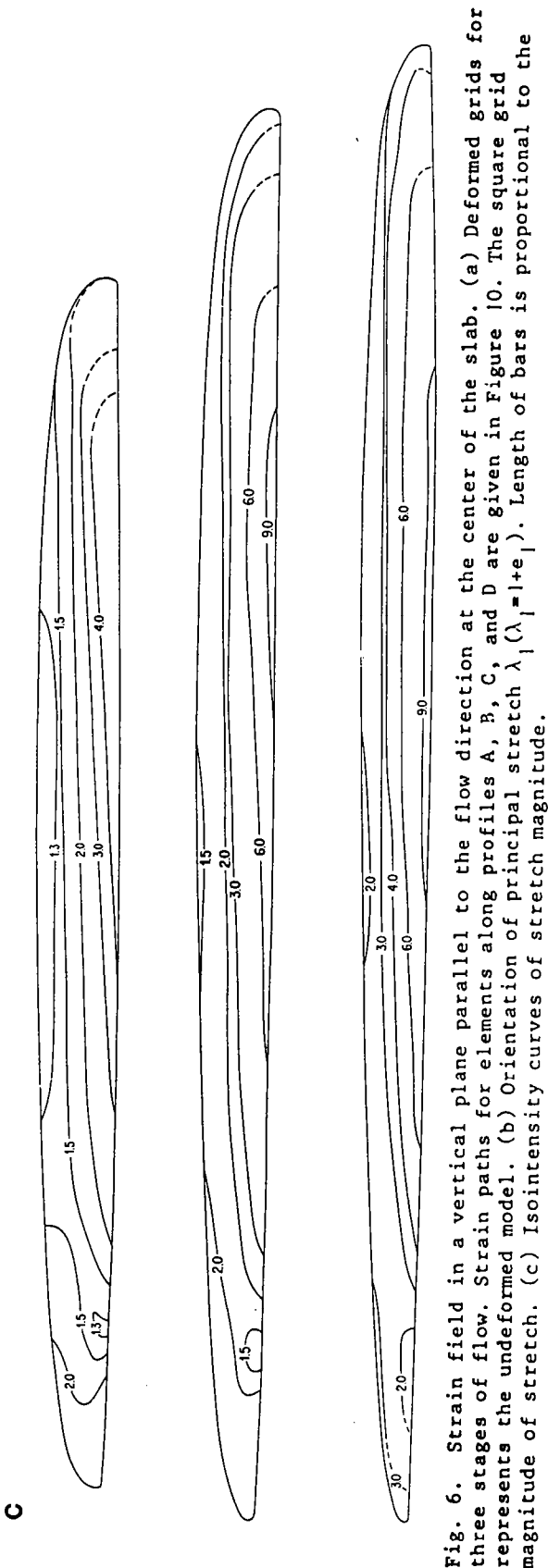


Fig. 6. Strain field in a vertical plane parallel to the flow direction at the center of the slab. (a) Deformed grids for three stages of flow. Strain paths for elements along profiles A, B, C, and D are given in Figure 10. The square grid represents the undeformed model. (b) Orientation of principal stretch λ_1 ($\lambda_1 = l + e$). Length of bars is proportional to the magnitude of stretch. (c) Isointensity curves of stretch magnitude.

they are complex. Four domains can be distinguished (Figure 7):

Subarea 1. A "normal λ_1 plunge zone" is located in the center of the slab. In the flow sense, one can observe a progressive transition from sigmoidal to concave λ_1 trajectories. Such a low-amplitude sigmoidal pattern has been theoretically predicted by Sanderson [1982, Figure 6c]. It is important to note that this pattern progressively disappears with increasing strain.

Subarea 2. A " λ_1 flat-lying zone" of triangular shape is located at the back end of the slab.

Subarea 3. A "reversed λ_1 plunge zone" of limited extension occurred under subarea 2 at the back end. This zone includes also a restricted domain of curved λ_1 trajectories (uphill flow effect) that may be directly compared with subarea 4.

Subarea 4. A " λ_1 curved zone" located at the front of the slab. In this zone, initial squares are strongly curved (i.e., inhomogeneously deformed) owing to the rolling front previously described.

Strain Field Evolution

Examination of strain maps has shown that the global pattern of the strain field is relatively stable with time. However, we note that the point located at the triple junction between subareas 1, 2, and 3 moves during the flow. This point, which is an isotropic point in the strain field [Brun, 1983], migrates uphill during the progressive deformation (Figure 8). This migration is related to the evolution of the uphill flow at the back of the slab.

Strain Path

The study of four profiles initially vertical in the model (see locations on Figure 6) gives additional information on the progressive deformation. Each profile contains four squares of the undeformed grid. For each deformed square, three strain states can be obtained from the three models that have been used to construct schematic strain paths. Because of the plane strain condition in the three experiments, values and orientations θ of the λ_1 axis are sufficient to completely define the strain path. The θ values are plotted versus λ_2/λ_1 ratios. This diagram [Brun, 1981] has the advantage in normalizing the stretch variations between

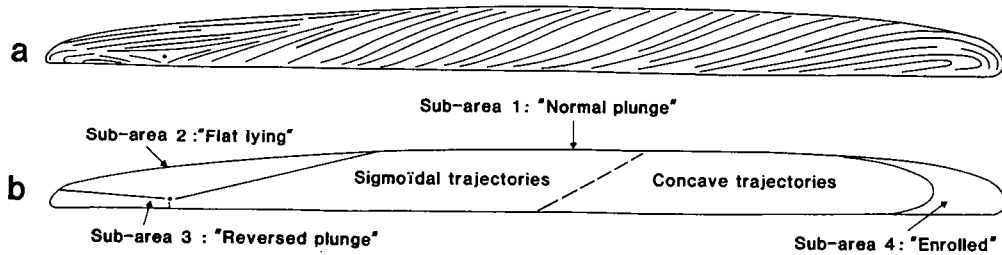


Fig. 7. (a) Principal stretch trajectories in a vertical plane parallel to the flow direction. Note the isotropic point at the back end of the slab. (b) Subareas of Figure 7a. (See explanation in the text.)

1 (no strain) and 0 (infinite strain). The pure shear strain path lies along the λ_2/λ_1 axis, and the simple shear strain path is indicated by a curve.

Therefore, model strain paths plotted on the diagram can be immediately referred to these two boundary cases (Figure 9).

At any point in the model, strain paths are not corresponding to simple or pure shear, except for D₁ (Figure 9d). On the contrary, they are generally a more or less complex combination of these two simple cases.

In subarea 1, the strain paths at the base of the model are close to simple shear (strain paths C1, C2, D1 and D2 on Figures 9c and 9d). In the upper part of this subarea we note the effects of a strong component of pure shear at the beginning and a strong component of simple shear at the end.

In subareas 2 and 3 (Figure 7) strain paths are extremely diversified (Figures 9a and 9b). One strain path approximates pure shearing (strain path A2 on Figure 9a). The

strain path A1 is especially interesting. It indicates a progressive decrease of the λ_2/λ_1 ratio (i.e., a decrease of λ_1) combined with an increase followed by a decrease of the absolute value θ (which is here negative). This particular strain path is related to the uphill migration of the isotropic point cited above. It shows that for this deformed square the shear component is first uphill and second downhill owing to the decrease of the uphill flow zone (see Figures 8 and 5b). This strain path corresponds to a partial unstraining effect which has been theoretically predicted in other geological situations [Hudleston, 1983]. In general, migration of an isotropic point always results in such effects [Brun, 1983].

DEFORMATION NEAR THE LATERAL BOUNDARY

The adherence of silicone on the lateral boundaries induces a wrench shear gradient in the model. In the zone of boundary shear the total strain results from three components: (1) a horizontal shear γ_T (T for thrust), (2) a vertical shortening α (after Sanderson's [1982] terminology), and (3) a wrench shear γ_W (W for wrench).

Following the theoretical work of Sanderson [1982] as it is observed in our model, we deduce the tensor component of strain:

$$\begin{vmatrix} \alpha & \gamma_W & \alpha^{-1} \cdot \gamma_T \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & \alpha^{-1} \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} 1 & \gamma_W & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{vmatrix} \cdot \begin{vmatrix} 1 & 0 & \gamma_T \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{vmatrix} \cdot \begin{vmatrix} \alpha & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & \alpha^{-1} \end{vmatrix} \quad (2)$$

wrench thrust vertical
shear shear shortening

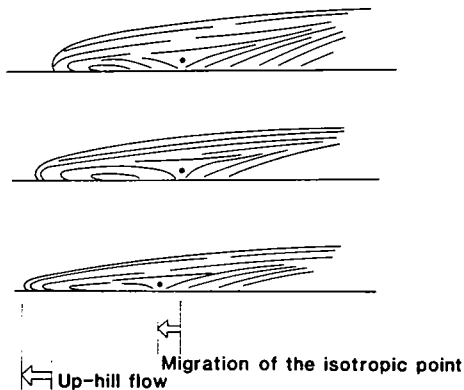


Fig. 8. Uphill migration of the isotropic point during progressive deformation (See explanation in the text.)

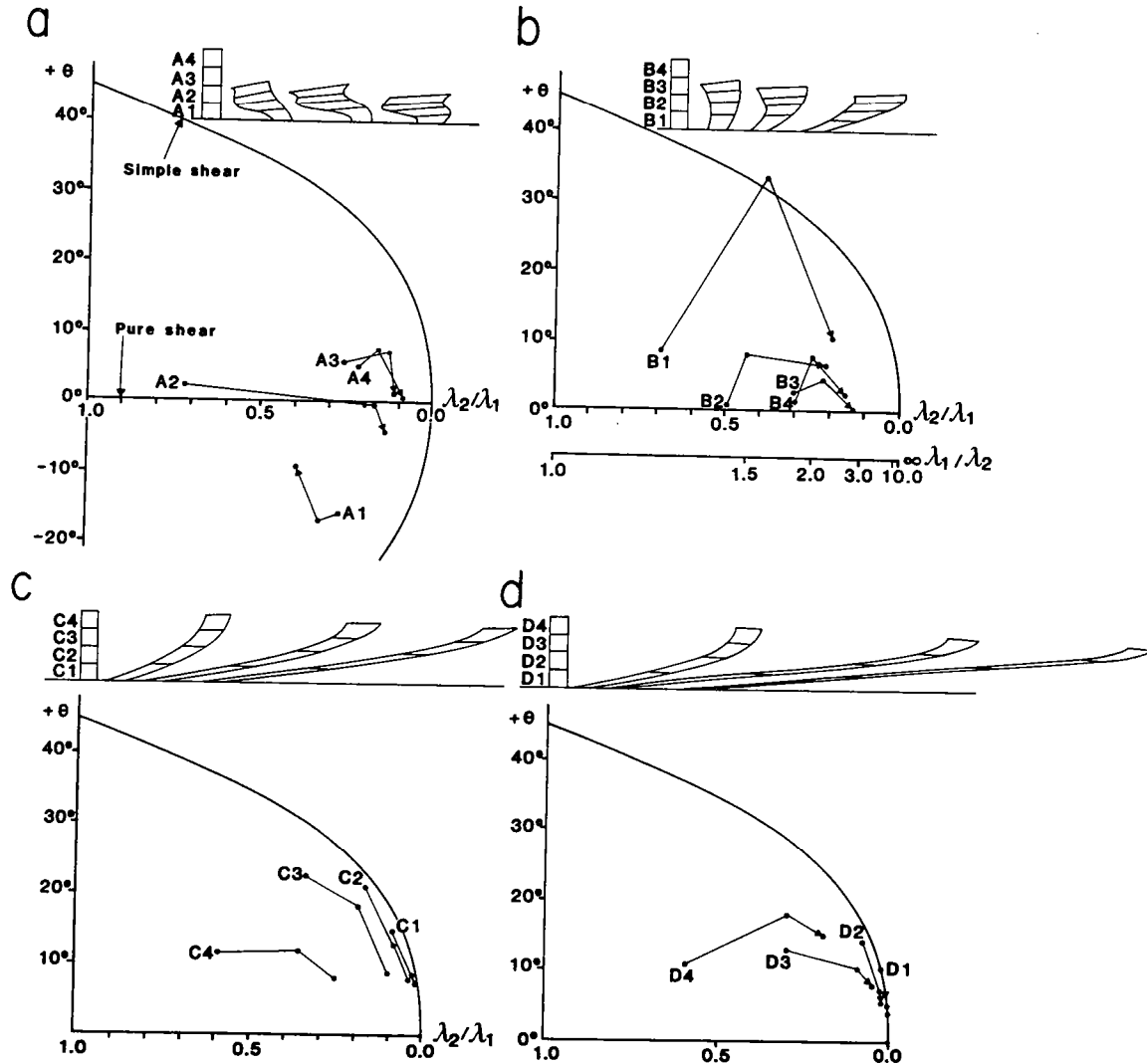


Fig. 9. Strain paths for the vertical profiles A, B, C, and D. (See location on Figure 5.) For each path the three points correspond to the three stages of flow. On the diagrams, Θ is the angle between the x axis and λ_1 , and λ_2/λ_1 is the principal strain ratio. The shape of the deformed grid along profiles is given for each diagram. (a) Profile A. (b) Profile B. (c) Profile C. (d) Profile D.

If $\alpha = \alpha^{-1} = 1$, the tensor component of strain becomes [Brun, 1977]

$$\begin{vmatrix} 1 & \gamma_W & \gamma_T \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{vmatrix} \quad (3)$$

three components (vertical shortening, wrench shear, and thrust shear) near the lateral boundary is the rule in nappes where spreading and gliding occurred together.

DISCUSSION

Geological Implication of the Model

But in our model the viscous rheology of silicone putty always originates a vertical shortening. We thought that such a decomposition of the strain tensor into

The experimental model presented in this paper is probably not directly applicable in the field. The reasons are the following:

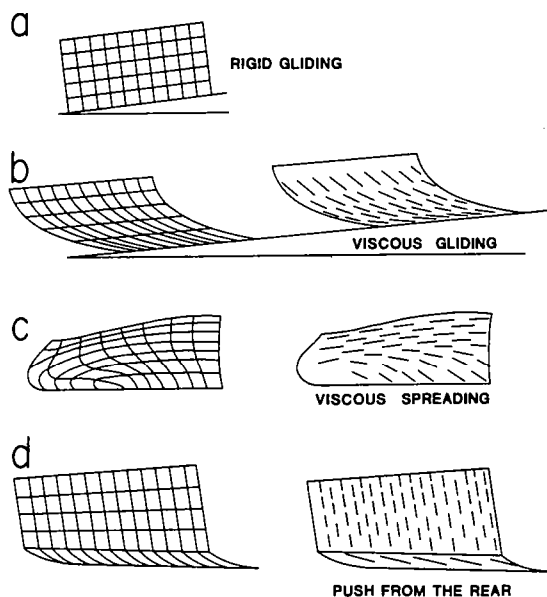


Fig. 10. Expected strain trajectories for the four main types of mechanical models of nappe emplacement [After Merle, 1984]. Deformed grid on the left and stretch trajectories on the right. (a) Rigid gliding (no internal strain). (b) Viscous gliding. (c) Viscous spreading. (d) Push from the rear with a weak basal layer.

1. The slope of 9° exceeds slightly those slopes generally observed in natural examples. Because the slope controls the balance between uphill and downhill flows, its effect on the strain field is modifications of (1) the relative dimensions of the subareas in the global strain pattern and (2) the relative amount of combined pure shear and simple shear at a given point in the model. Nevertheless, this experimental pattern gives a coherent assemblage of the different characteristic zones that one can expect to occur in a nappe in which spreading and gliding are combined.

2. A geological equivalent of the rolling zone at the front of the slab has never been described. This could be explained by the fact that erosion which is very active in nature during nappe emplacement, especially at the front, is not taken into account in our models. But we cannot exclude the possibility that such a phenomenon could be recognized in future field work (D. Elliott, personal communication, 1982). We suggest that the origin of some fold nappes could be explained in this way.

3. The same discussion applies to the uphill flow zone due to spreading at the back end of the slab. Again, even if such an effect has never been described in the field, we cannot exclude that it could be recognized in the future.

The most interesting outcome of the model is the strain history and the finite strain field of subarea 1 (Figure 7). This zone provides a guide for the study of strain fields in spreading-gliding nappes.

The model shows (1) that two types of strain trajectories in the vertical plane can be expected: low amplitude sigmoidal and concave, (2) that higher strain intensities are found at the base of the model, and (3) that strain paths that are nowhere simple generally combine pure and simple shear, except at the base where it approximates simple shear.

Comparison With Previous Models

Few models of strain in nappes have been proposed. Figure 10 [Merle, 1984] summarizes the principal types of the models.

Our model is intermediate between the viscous gliding of Kehle [1970] and the viscous spreading of Ramberg [1981]. From a mechanical point of view it should be pointed out that if rocks are viscous (Newtonian or low power law fluids), it is difficult to escape to vertical collapse [Ramberg, 1977] even if the nappe lies on a slope. Therefore a model of heterogeneous simple shear (figure 10b), such as proposed by Kehle [1970], is unrealistic. In the general case, a pile of viscous rocks should be subjected at the same time to spreading and gliding.

If we except the heterogeneous simple shear model, we can only compare the strain field of our model with the spreading experimental model [Hall's models shown in Ramberg, 1981] and the spreading ice cap [Hudleston and Hooke, 1980]. For centrifuge models with coherence along the sole, we note a subhorizontal stretch direction at the upper part of the slab passing to inclined stretching direction toward the base (Figure 10c). This convex pattern is very different from the concave pattern observed in our model.

From the surface velocity field of the Barnes ice cap, Hudleston and Hooke [1980] have been able to compute the strain field of the glacier in the vertical plane. In such a case in which the slab is partially or totally decoupled from the base, it is

interesting to note two types of strain trajectories. The λ_1 trajectories are subhorizontal at the center of the cap and concave at the front, but everywhere the strain intensities increase from the top to the bottom. At the center of the cap the deformation is not far away from pure shear and progressively becomes closer to simple shear toward the front. These elements show that some general features of our model are very similar to those of the Barnes ice cap. The main difference is the width of the zone of subhorizontal stretching: very large in the ice cap and restricted in our model. As discussed previously, this comes from a near-zero slope in the case of the ice-cap.

General characteristics of strain within the nappes have been discussed in detail by Sanderson [1982]. This author does not give the total strain for nappes, but he specifies three boundary cases for plane flow. One of them, which combines simple shear and vertical shortening, is fairly similar to the strain pattern we describe in subarea 1 [see Sanderson, 1982, Figure 6c].

Comparison With Natural Examples

In some natural nappes, it has been observed that finite strain results from a combination of layer parallel elongation and layer parallel shear [e.g., Ramberg, 1977a; Hutton, 1979; Sanderson et al., 1980; Deramond and Rambach, 1979; Milton and Williams, 1981; Merle, 1982; Coward, 1983; Merle and Brun, 1984; Williams et al., 1984].

If this point is relatively well established, one can regret that data concerning the pattern of principal stretch trajectories in the vertical plane are lacking. As demonstrated by our model and Sanderson's [1982] computations, such data should be very useful for recognizing the vertical extent of the combination of layer parallel elongation and layer parallel shear. Moreover, a quantitative analysis of strain along a vertical profile is necessary to demonstrate the combination of spreading and gliding at the scale of a nappe. Indeed, some nappes show a combination of layer parallel elongation and layer parallel shear only at the front, while they exhibit a combination of layer parallel shortening with layer parallel shear toward the rear [Beach, 1982; Coward and Potts, 1983]. These cases cannot be

simply explained by our model because they probably imply a push at the rear. It is also true that a component of layer parallel shortening is often observed at ramp sites [Fischer and Coward, 1982].

The lateral boundary effect observed in our model has frequently been described in natural thrusts. In some cases this effect has been used to calculate the amount of minimum displacement by the "bow and arrow rule" of Elliott [1976b]. But even when displacement is principally achieved by a rigid translation over a basal sole, a curved translation path can be induced by lateral relief. Such an example has been studied in detail in the Western Alps where the Parpaillon Nappe translation is controlled by the Pelvoux and Argentera external massifs [Merle and Brun, 1984].

A mathematical model of this lateral effect has been proposed by Brun [1977], and fold development has also been predicted in this boundary zone. This prediction of fold development has been confirmed later by studies with scale models [Odonne, 1981; Merle, 1982]. The mathematical model is analogous to the concept of "lateral differential movement" developed both by Coward and Kim [1981] and Sanderson [1982].

Such a strain pattern near the lateral boundary has been observed in many natural nappes, particularly in the Canadian Rockies [Elliott, 1976b], in the Caledonian nappes [Coward and Potts, 1983], and in the Parpaillon nappe [Merle and Brun, 1984]. Moreover, it is a classical observation in most glacier ice. This seems to us a general characteristic in the nappe where motion is due to gravity forces.

CONCLUSIONS

The main conclusions of these experimental studies where spreading and gliding occurred together are the following.

1. Motion occurs by a downhill flow in the entire model except at the back end, where an uphill flow is observed.

Near the side walls, a lateral boundary effect can be seen.

2. Strain at the free surface shows essentially that the stretching is more important at the back of the slab than at the front, while, on the contrary, the displacement rate increases toward the front and decreases with time.

The stretching rate decreases

progressively with time both at the back end and in the middle part of the model.

3. The deformation in the vertical plane indicates that nowhere in the model can the strain path be reduced to the simple or pure shear. The rule is a complex combination in time and space of these two strain regimes.

Strain gradients show an increase of strain toward the base and the front of the model.

In the middle part of the model, the stretch trajectories show a "low-amplitude sigmoidal pattern".

4. Near the lateral boundaries, a component of wrench shear is superimposed upon the horizontal shear strain and vertical shortening observed in the central part of the model.

5. These scale models show many analogies with natural thrust and nappes observed in the field, and therefore their implications should be of interest for field geologists.

Acknowledgments. Thanks are due our colleagues of the Laboratoire de Géologie Structurale of the Rennes University, especially P. Cobbold, for their constructive criticisms of the manuscript.

REFERENCES

- Beach, A., Strain analysis in a cover thrust zone, external French Alps, *Tectonophysics*, **88**, 333-346, 1982.
- Brun, J. P., Cumulative strain and boundary effects in the gravity flow of a viscous slab, *Tectonophysics*, **41**, 1982.
- Brun, J. P., Instabilités gravitaires et déformation de la croûte continentale. Application au développement des dômes et des plutons, thèse d'état, 197 p., Rennes University, France, 1981.
- Brun, J. P., Isotropic points and lines in strain fields, *J. Struct. Geol.*, **5** (314), 321-327, 1983.
- Chapple, W. M., Mechanics of thin-skinned fold and thrust belts, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **89**, 1189-1198, 1978.
- Choukroune, P., and M. Seguret, Tectonics of the Pyrénées: Role of compression and gravity, in *Gravity and Tectonics*, edited by K. De Jong and R. Scholten, 141-156, John Wiley, New-York, 1973.
- Cobbold, P. R., and H. Quinquis, Development of sheath folds in shear regimes, *J. Struct. Geol.*, **2**, (1/2), 119-126, 1980.
- Coward, M. P., The thrust and shear zones of the Moine thrust zone and the N.W. Scottish Caledonides, *J. Geol. Soc. London*, **140**, 795-811, 1983.
- Coward, M. P., and J. H. Kim, Strain within thrust sheets, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **9**, 275-292, 1981.
- Coward, M. P., and G. J. Potts, Complex strain patterns developed at the frontal and lateral tips to shear zones and thrusts zones, *J. Struct. Geol.*, **5** (314), 383-399, 1983.
- Deramond, J., and J. H. Rambach, Mesure de la déformation dans la Nappe de Gavarnie (Pyrénées centrales): Interprétation cinématique, *Bull. Soc. géol. Fr.*, **21**, 201-211, 1979.
- Dixon, J. M., A new method of determining finite strain in models of geological structures, *Tectonophysics*, **24**, 99-114, 1974.
- Dixon, J. M., Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures, *Tectonophysics*, **28**, 89-124, 1975.
- Durney, D. W., Some observations concerning the question of gravity gliding and hinterland compression in the western helvetic nappes, (abstract), paper presented at International Conference on Planar and Linear Fabrics of Deformed Rocks, Zurich, 1982.
- Elliott, D., The motion of thrust sheets, *J. Geophys. Res.*, **81**, 949-963, 1976a.
- Elliott, D., The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheets, *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, **283**, 289-312, 1976b.
- Fischer, M. W., and M. P. Coward, Strain and folds within thrust sheet: An analysis of the Heilam sheet, Northwest Scotland, *Tectonophysics*, **88**, 291-312, 1982.
- Goguel, J., Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre, 2nd ed., Mém. Expl. Carte Géol. Fr., 530 p., 1948.
- Harris, L. B., Déformation et déplacement dans la chaîne Alpine: l'exemple des schistes lustrés du Cap Corse, thèse 3ème cycle, 307 p., Rennes University, 1984.
- Hsü, K. J., Role of cohesive strength in the mechanics of overthrust faulting and of landsliding, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **80**, 927-952, 1969.
- Hubbert, M. K., Theory of scale models as applied to the study of geologic structures, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **48**, 1459-1520, 1937.

- Hubbert, M. K. and W. W. Rubey, Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, I, Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting, Geol. Soc. Am. Bull. 70, 115-166, 1959.
- Hudleston, P. J., Strain patterns in Ice Cap and implications for strain variations in shear zones, J. Struct. Geol., 5, 455-463, 1983.
- Hudleston, P. J., and R. Hooke, Cumulative deformation in the Barnes Ice Cap and implications for the development of foliation, Tectonophysics, 66, 127-146, 1980.
- Hugon, H., Structure et déformation du massif de Rocroi (Ardennes), approche géométrique quantitative et expérimentale, thèse 3ème cycle, 98 p., Rennes University, France, 1982.
- Hutton, D. H. W., Tectonic slides: A review and reappraisal, Earth Sci. Rev., 15, 151-172, 1979.
- Kehle, R. O., Analysis of gravity sliding and orogenic translation, Geol. Soc. Am. Bull., V81, 1641-1664, 1970.
- Langhaar, H. L., Dimensional analysis and theory of models, John Wiley, New York, 1962.
- Merle, O., Cinématique et déformation de la nappe du Parpaillon (Flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye, Alpes occidentales), thèse 3ème cycle, 147 pp., Rennes University, France, 1982.
- Merle, O., Déplacement et déformation des nappes superficielles, Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys., 25, 3-17, 1984.
- Merle, O., and J. P. Brun, The curved translation path of the Parpaillon nappe (French Alps). J. Struct. Geol., 6, 711-719, 1984.
- Milnes, A., and O. Pfifner, Tectonic evolution of the Central Alps in cross section St. Gallen-Como, Eclogae Geol. Helv., 73, 619-633, 1980.
- Milton, N. J., and G. D. Williams, The strain profile above a major thrust fault Finmark, Norway, Geol. Soc. Spec. Publ. London, n° 9, 235-239, 1981.
- Odonne, F., Modélisation analogique du plissement lié à un décrochement de socle. Aspects expérimentaux et naturels d'une relation socle couverture, thèse 3ème cycle, 146 pp., Grenoble University, France, 1981.
- Quinquis, H., Schistes bleus et déformation progressive: l'exemple de l'île de Groix (Massif armoricain), thèse 3ème cycle, 145 pp., Rennes University, France, 1980.
- Ramberg, H. Particle paths, displacement and progressive strain applicable to rocks, Tectonophysics, 28, 1-37, 1975.
- Ramberg, H., A tectonic model for the central part of the Scandinavian Caledonides, Am. J. Sci., 277, 647-656, 1977a.
- Ramberg, H., Some remarks on the mechanism of nappe movement, in Geol. Foreningen, pp. 110-117, Stockholm Forhandlingar, 1977b.
- Ramberg, H. (Ed.) Gravity, Deformation and the Earth's Crust, 452 pp., Academic, Orlando, Fla.
- Sanderson, D. J., Models of strain variation in nappes and thrust sheets: A review, Tectonophysics, 88, 201-233, 1982.
- Sanderson, D. J., J. R. Andrews, W. F. A. Phillips, and D. H. W. Hutton, Deformation studies in the Irish Caledonides, J. Geol. Soc. London, 137, 289-302, 1980.
- Siddans, A. W. B., Arcuate fold and thrust patterns in the subalpine chains of southeast France. J. Struct. Geol., 1, 177-126, 1979.
- Smolukowski, M. S., Some remarks on the mechanics of overthrust, Geol. Mag., 6, 204-205, 1909.
- Williams, G. D., T. J. Chapman, and N. J. Milton, Generation and modification of finite strain patterns by progressive thrust faulting in the Laksefjord Nappe, Finmark, Tectonophysics, 107, 177-186, 1984.

J. P. Brun, UER Sciences Physique de la Terre, Université Paris 7 et Institut de Physique du Globe, Université Paris 6, 4 place Jussieu, 75230 Paris Cedex 5, France.

O. Merle, Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles, Institut de Géologie, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cedex, France.

(Received December 17, 1984;
revised June 5, 1985;
accepted June 25, 1985.)

ANNEXE 4

Publié avec l'aimable autorisation de
Elsevier Science Publishers.

PATTERNS OF STRETCH TRAJECTORIES AND STRAIN RATES WITHIN SPREADING-GLIDING NAPPES

O. MERLE

*Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles, Université de Rennes, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes
Cédex (France)*

(Received March 8, 1985; revised version accepted October 10, 1985)

ABSTRACT

Merle, O., 1986. Patterns of stretch trajectories and strain rates within spreading-gliding nappes.
Tectonophysics, 124: 211–222.

Stretch trajectories in vertical flow planes through superficial nappes are thought to be specific for some classical mechanical models, so that their recognition in the field is of particular interest. In order to find a pattern of stretch trajectories related to a gravitational process, a strain factorization is attempted from experimental scale models of nappes where spreading and gliding are combined. The strain within this type of nappes is schematically considered as the simultaneous combination of two components: a simple shearing (γ) component and a pure shearing (α) component. Spatial and time distribution of these two components is computed from both time and spatial evolution of the strain pattern within the scale models. A better understanding of stretch trajectories in spreading-gliding nappes is consequently provided. Strain rates are also computed from scale models and the sudden increase of strain rate from top to bottom is explained. Finally, a mechanical model of spreading-gliding nappe is briefly discussed.

INTRODUCTION

Recent field work in several areas (Sanderson et al., 1980; Milton and Williams, 1981; Coward and Kim, 1981; Beach, 1982; Merle and Brun, 1984) has shown that the strain within nappes and thrust sheets often displays a combination of vertical shortening and layer parallel shear. This internal strain can be described as a combination of (1) pure shear with stretch (α) parallel to the thrust plane and (2) simple shear (γ) with the shearing plane also parallel to the thrust plane, so that the slide direction of the simple shear part coincides with the principal extension axes of the pure shear part. A two-dimensional strain model can be mathematically obtained by multiplying deformation matrices of pure shear (D_{PS}) and simple shear (D_{SS}) (Ramberg, 1975; Sanderson, 1982) where:

$$D_{SS} = \begin{vmatrix} 1 & \gamma \\ 0 & 1 \end{vmatrix}; \quad D_{PS} = \begin{vmatrix} \alpha & 0 \\ 0 & \alpha^{-1} \end{vmatrix} \text{ with } \alpha > 1$$

This kind of strain is believed to result from a gravitational process where viscous gliding (Kelhe, 1970) is superimposed on viscous spreading (Elliott, 1976; Ramberg, 1977). In this case, the nappe collapses under its own weight because of a surface slope and spreads laterally while it is submitted at the same time to a viscous gliding.

Experiments with scale models have been carried out in order to define the strain evolution in this type of nappe. The main results of these experiments have been published elsewhere (Brun and Merle, in press). The aim of this paper is to present further theoretical implications of the spreading-gliding nappe model. The strain pattern in the models can be used as tests in the field. One of the best tests is the pattern of stretch trajectories in a vertical cross-section parallel to the flow (Hudleston and Hooke, 1980; Merle, 1984). The time and space evolution of these stretch trajectories can be explained using a strain factorization into components of pure shear and simple shear.

DYNAMIC EVOLUTION OF A SPREADING-GLIDING NAPPE

Two different strain models can be studied for a superficial nappe able to flow under its own weight on a basal slope. The first one corresponds to a nappe with no friction along the sole and the second one, on the contrary, corresponds to a nappe with coherent contact allowing no slip along the sole.

The first strain model is thought to be completely unrealistic, especially under superficial metamorphic conditions. The second strain model is probably closer to natural examples because the frictional slip along the sole can be isolated as a rigid gliding component. The more realistic model lies in between these two extremes but the strain will be very close to the strain developed in the second model. This is the reason why Brun and Merle (in press) have chosen to make scale models resting on a base allowing no slip.

It is also true that subsequent rigid gliding can occur but does not affect the internal strain previously developed by viscous spreading-gliding (see for instance Williams et al., 1984).

The principal features (Fig. 1) of the spreading-gliding nappe observed from the scale models are the following:

(a) The internal strain is generated from a frontal rolling zone. The strain trajectories cannot be computed in this zone because the initial squares of the undeformed grid (see Brun and Merle, for details on the experimental procedure) were inhomogeneously deformed. Nevertheless, it can be seen that the strain in this frontal zone (Fig. 2) is very complex because of the rolling effect that progressively creates the inverted limb. Such an overturned limb at the front of a spreading-gliding nappe is very scarce in natural examples (see, however, the demonstrative frontal fold nappe in the spreading-gliding nappe of Mulbeck-Chu in Laddak; E. Gilbert, pers. commun., 1985). The explanation is likely to be the erosion effect, especially active at the front of superficial nappes and thrust sheets. The formation of

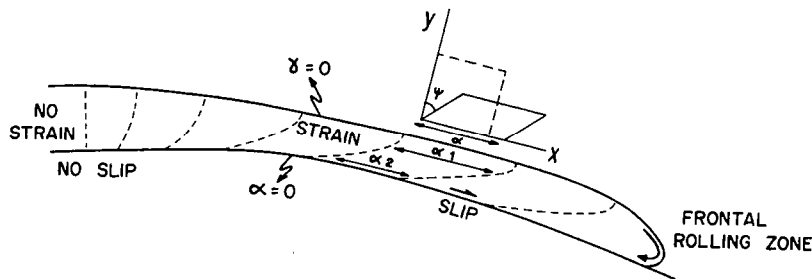


Fig. 1. Principal features of a spreading-gliding nappe. Dotted lines represent the deformation of initial vertical markers (internal strain as a combination of pure shear (α) and simple shear (γ) is sketched above).

recumbent fold nappes such as the Helvetic Morcle nappe (Swiss Alps) is probably relevant to this rolling process.

(b) In the core of the nappe, two important variations in the intensity of the deformation can be observed. The strain increases both from back to front and from top to bottom of the nappe. The strain progressively decreases towards the back so that one can imagine a model where the nappe passes continuously to an autochthonous material at its back, as is schematically represented in Fig. 1. The increase of strain towards the bottom is related to the significant increase of the γ simple shear component near the base. In a true superficial nappe, the upper boundary of the nappe is a free surface where the γ component is nullified.

It is important to point out that the γ component varies not only vertically but also horizontally as is clearly shown by the final disposition of the initially vertical



Fig. 2. Three stages of the frontal recumbent fold. The rolling process progressively creates the inverted limb from the normal limb. Consequently, superposed structures are expected in the inverted limb and could be a likely explanation for crenulation cleavages well developed throughout much of the inverted limb of the Morcles nappe.

dotted lines in Fig. 1. This horizontal variation of the γ component necessarily involves a vertical variation of α pure shear component ($\alpha_1 > \alpha_2$ in Fig. 1) at least at the scale of the nappe. This can be readily seen from the compatibility conditions for deformation gradients (Cobbold, 1984). This α component decreases towards the base either to zero or to some minimal value. Because of the frictional nature of the sole, a bottom boundary with $\alpha = 0$ is believed to be more realistic as it was in the scale models (Brun and Merle, 1985) but we shall see in a following section that the strain pattern in the nappe is not dependant on this vertical α component variation.

(c) The spreading-gliding rate decreases with time because it is a function of the thickness of the nappe. This decrease is exponential.

PRINCIPAL STRETCH TRAJECTORIES

In a very stimulating review of strain in nappes, Sanderson (1982) emphasized that the factorization of strain into α and γ components would be an important procedure allowing further understanding in the kinematics and dynamics of nappes and thrust sheets. He also pointed out that such a factorization is very difficult in natural examples especially at high strain, and the work of Coward and Kim (1981) is well-known but is the only attempt in this direction (see also Coward, 1980).

The deformed grid of the scale models (Brun and Merle, in press) provides a completely defined strain pattern in space and time in a gliding spreading process. Therefore, it is very useful to attempt the α and γ factorization in order to model the principal strain trajectories in this type of nappe. In a such spreading-gliding process, the simple shear and pure shear are simultaneously combined so that the factorization of strain must be obtained with the strain rate tensor rather than the deformation gradient. Following Ramberg (1975, eqn. 38) and assuming steady pure shear and simple shear rates, the deformation gradient tensor is given by:

$$D_{SS+PS} = \begin{vmatrix} \exp(\dot{\alpha}t) & \frac{\dot{\gamma}}{\dot{\alpha}} \sinh(\dot{\alpha}t) \\ 0 & \exp(-\dot{\alpha}t) \end{vmatrix}$$

where $\dot{\alpha}$ is the rate of change of extension and $\dot{\gamma}$ the shear strain rate.

As $\alpha = \exp(\dot{\alpha}t)$ and $\gamma = \dot{\gamma}t$ then $\ln \alpha = \dot{\alpha}t$ and then $\dot{\gamma}/\dot{\alpha} = \gamma/\ln \alpha$ so that the deformation gradient tensor simplifies to:

$$D_{SS+PS} = \begin{vmatrix} \alpha & \frac{\gamma\alpha^2 - \gamma}{2\alpha \ln \alpha} \\ 0 & \alpha^{-1} \end{vmatrix}$$

Now, we can form the Cauchy deformation tensor (${}^1D^{-1} \cdot D^{-1}$) (see Ramberg (1975) and De Paor (1983)). From the eigenvalues of this tensor (equal to the inverse of the principal quadratic elongation) and their eigenvectors, we compute the axial ratio of the strain ellipse and the angle θ between $\lambda_1 (= 1 + e_1)$ and the x axis. A

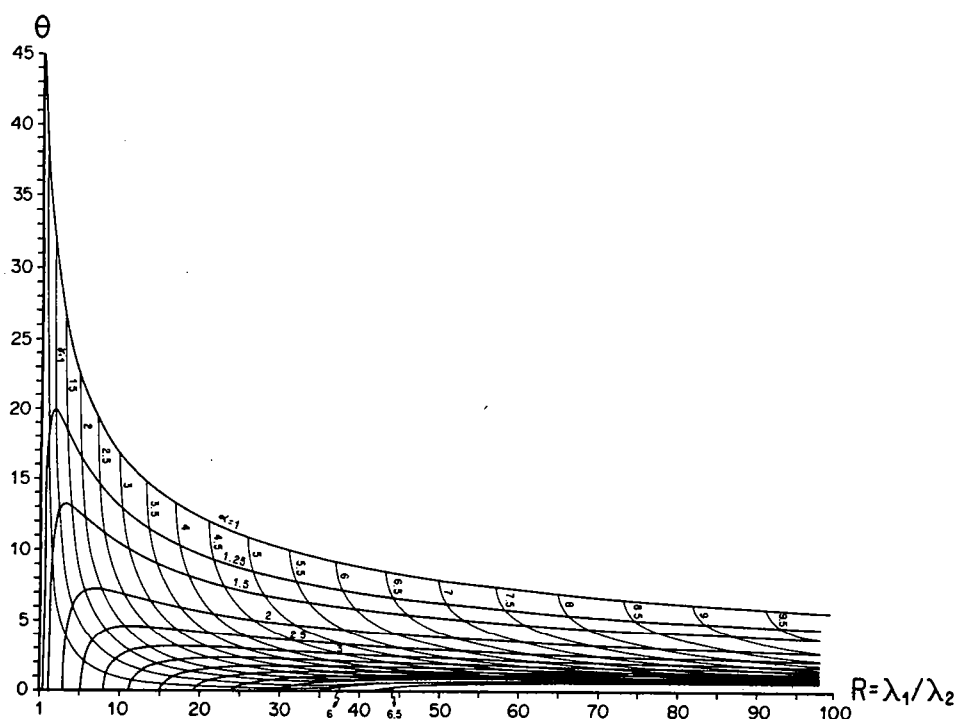


Fig. 3. Plot of strain ratio (R) against angle θ between λ_1 axis ($=1+e_1$) and shear direction (x axis). Solid lines and loci of constant α values, and of constant shear strain γ .

graph is then constructed with the strain ratio (R) against angle θ with lines of constant α values and constant γ values (Fig. 3).

In the scale models, strain was computed from the deformed squares of an initial grid. Three successive stages of flow were performed. From top to bottom, there were four initial squares so that four strain states were defined on a given vertical profile at each stage of flow. From back to front of the scale models, the three time stages of nine vertical profiles are shown on the Fig. 4.

In spite of the evolution in time and space, the resulting curves cannot be exactly superposed but are very close to the α constant value curves of the Fig. 3. This result is quite surprising. Indeed, it has been seen from the dynamic evolution of a spreading-gliding nappe that the horizontal variation of γ component necessarily implies a vertical variation of α component. The reason for this discrepancy is found in the very progressive horizontal variation of γ component so that the vertical variation of α component becomes insensitive at the scale of a vertical profile. On the other hand, the departure from the α constant curve of the Fig. 3 is related to the experimental procedure which does not allow a perfect measure of the true strain pattern.

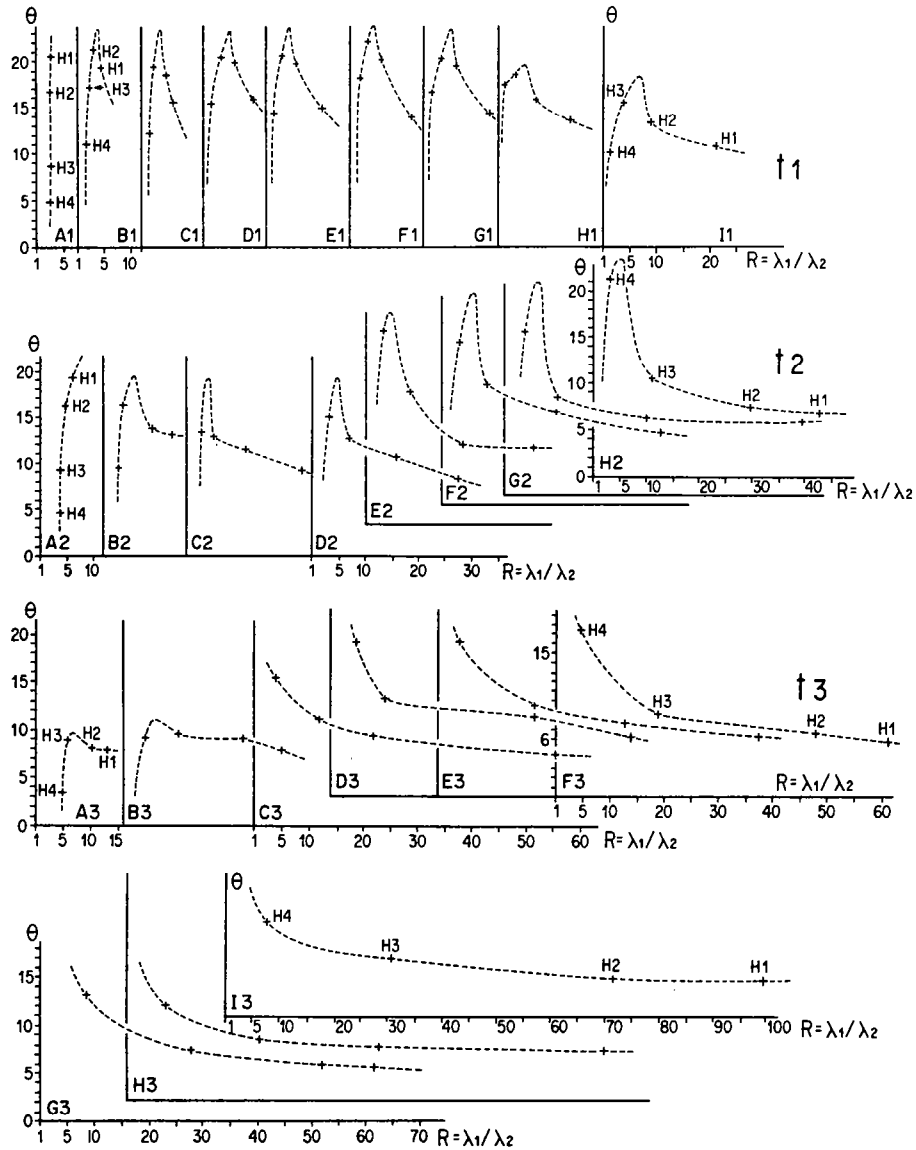


Fig. 4. Plot of strain ratio (R) against angle θ between λ_1 axis ($=1+e_1$) and shear direction for the three stages of the scale models. Interpretative curves obtained from the four squares of the deformed grid for each vertical profile. $H1$, $H2$, $H3$ and $H4$ refer to the state strain of the deformed squares from bottom to top of the model. A , B , C , ..., H , I represent selected vertical profiles from back to front while t_0 , t_1 and t_3 represent the three successive stages of flow. Compare interpretative curves with α constant curves of Fig. 3 (further explanation in the text).

The vertical strain profile is therefore correctly described with a constant α component while the γ component varies from zero at the top to some maximal value at the bottom. To consider the stretch trajectories in the vertical flowing plane,

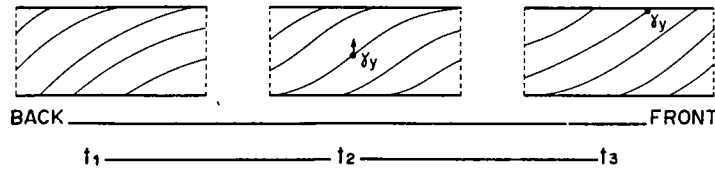


Fig. 5. The three successive stretch trajectories expected in a spreading-gliding nappe. These stretch trajectories can be seen as a spatial evolution from back to front or as a time evolution (t_1 , t_3) on a given vertical profile. This evolution is related to the progressive increase of the simple shear component (see text for further details). Curvature of stretch trajectories has been strongly exaggerated in order to clearly distinguish the three successive stages.

we need simply to analyse the α constant curves of the Fig. 3. They show clearly that the orientation of the principal stretch is dependant on the value of the superimposed shear strain. As γ increases from zero to a critical value γ_y (dependant on the value of α component), the angle θ increases from zero to some maximal value. After the critical value γ_y , θ decreases in a way close to that for simple shearing (curve $\alpha = 1$ on the Fig. 3).

Thus, three successive principal stretch trajectories are expected, related to the increasing strain during flow. These stretch trajectories can be observed either from back to front of the model (at the final stage of the experiment) or from time evolution of a given vertical profile (observed near the front of the model) (Fig. 5):

(a) A convex stretch trajectory means that the critical value γ_y is reached nowhere in the nappe. The principal stretch curves towards the top of the nappe with the progressive vertical decrease of γ .

(b) A sigmoidal stretch trajectory means that the critical value γ_y has been reached at the base of the nappe and progressively migrates towards the bottom. The principal stretch continues to curve towards the top above the instantaneous location of the yield shear strain γ_y , while it curves asymptotically towards the base below this location.

(c) A concave stretch trajectory means that the yield shear strain is asymptotic to the bottom of the nappe and that the first significant value below the upper boundary ($\gamma = 0$) is greater than this critical value of γ_y . The principal stretch progressively curves towards the base.

These three principal stretch trajectories are clearly displayed in the scale models both in time and space (Fig. 4). A_1 and A_2 vertical profiles represent a case of convex pattern located at the back-end that changes with time to a sigmoidal pattern (A_3). The other profiles show the change from sigmoidal to concave trajectories. It must be noted, however, that the α component at any given moment is greater at the back end than in the whole part of the model, especially at high strain. This is due to the dynamic evolution of a spreading-gliding nappe. The surface slope tends to become horizontal so that the vertical shortening is greater at the back end than in the whole part of the nappe. This tendency, observed in the scale models and

suggested in Fig. 1, has been theoretically proved by Huppert (1982) who provided an analytical solution of the surface shape evolution for a viscous fluid flowing over a basal slope.

Last but not least, it must be emphasized that the α component continuously increases with time so that the location and the value of the yield shear strain (γ_y) is time dependant. The resulting effect of the increasing α component is both the increase of the yield shear strain (see Fig. 3) and a slower migration of it towards the bottom.

STRAIN RATES

In the same way one can study the strain-rate evolution for selected vertical profiles. Curves of strain rate against height above the basal plane are roughly approximated with the strain rates of the four deformed squares of each vertical profile (Fig. 6). Thus evolution in both space and time are again established. If strain rate always increases towards the base of the model one can see that strain rates are almost constant with time for a given vertical profile. This result justifies the use of the Fig. 3 (which assumes constant strain rate) in the above section. In order to express the strain rate in terms of simple and pure shear component, we can write

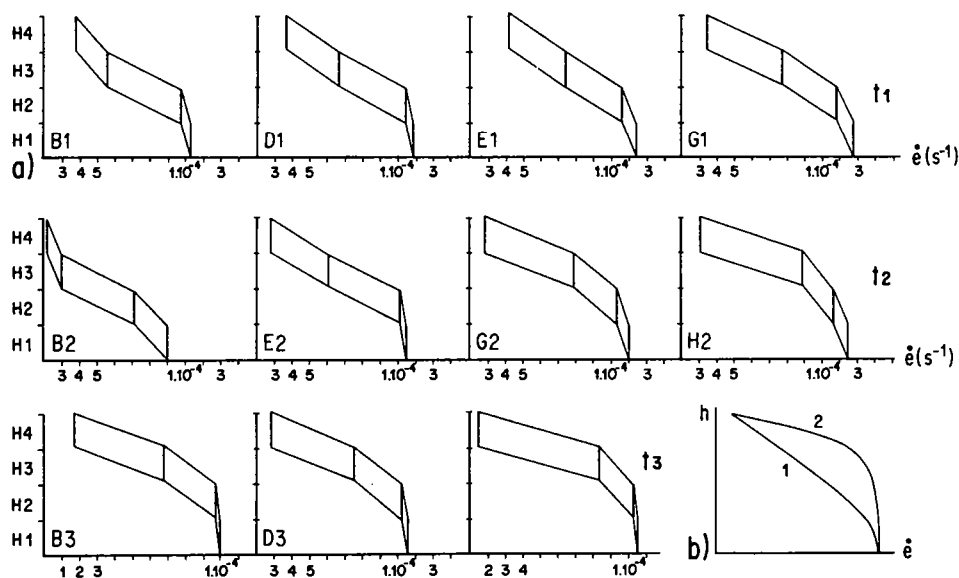


Fig. 6. a. Strain rate (S^{-1}) against height above the basal plane in the scale models. Vertical bars represent the strain rate for the four deformed squares (H1, H2, H3 and H4). B, D, E... represent the same vertical profiles of Fig. 5 and t_1 , t_2 and t_3 are again the three stages of flow.

b. Schematic curves showing time evolution ($1 \rightarrow 2$) of the strain rates in the scale models.

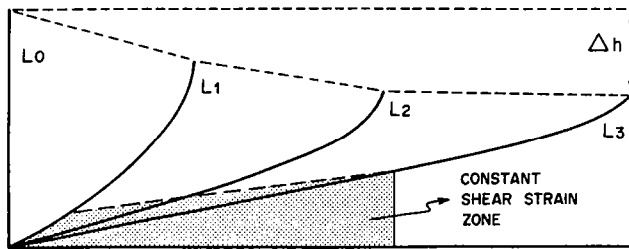


Fig. 7. The progressive deformation (L_1 , L_2 , L_3) of a given vertical line L_0 in the scale model. It becomes a straight line towards the base and represents a zone of constant shear strain. Δh represents the decrease of the thickness of the model and shows that vertical shortening is especially important at the beginning but becomes almost insensitive at the end of the experiment.

following Ramberg (1975, eqn. 33) that the velocity gradient (V) tensor is the sum of the simple and pure shear rate component:

$$V = \begin{vmatrix} \dot{\alpha} & 0 \\ 0 & -\dot{\alpha} \end{vmatrix} + \begin{vmatrix} 0 & \dot{\gamma} \\ 0 & 0 \end{vmatrix}$$

where $\dot{\alpha}$ is the rate of change of extension and $\dot{\gamma}$ the shear strain rate.

It has been proved in the above section that the α pure shear component (and consequently $\dot{\alpha}$ component) is a constant one on a vertical profile at any given moment. This implies that the strain rate vertical variation is especially dependant on the γ simple shear component.

To understand the γ vertical evolution (i.e. the strain rate vertical variation), we need to define the simple shear variation on a vertical profile. One cannot do this with complete accuracy but it can be approximated with the deformed shapes of the initial vertical markers in the model.

It can be seen (Fig. 7) from top to bottom of the model that the shear strain of the vertical lines rapidly increases to a certain depth and then is almost constant down to the base. At high strain the top of the constant shear strain zone is located higher in the model (Fig. 7).

The curves of Fig. 6 show clearly that the strain rate is sensitive to this vertical variation of the shear strain. Indeed strain rate increases rapidly from the top but tends to become constant with depth. On the other hand (Fig. 6b) with time the constant shear strain zone enlarges towards the top of the model.

MECHANICAL MODELS AND SPREADING-GLIDING NAPPE

Many mechanical models have been proposed to explain the motion of the nappes and thrust sheets. They are always arguing about the forces causing motion and can be separated in gravitational or pushing models. Although, they represent some boundary cases (Goguel, 1948; Siddans, 1984; Mugnier et Vialon, 1984), four main mechanical models summarize the current mechanical view point:

- (a) frictional gliding controlled by Navier-Coulomb criterion of brittle failure (Hubbert and Rubey, 1959);
- (b) viscous gliding of the whole nappe on a low viscosity basal stratum (Hsu, 1969; Kelhe, 1970);
- (c) spreading of the whole nappe under its own weight (Elliott, 1976; Ramberg, 1977);
- (d) horizontal push from the rear (Chapple, 1978).

An attempt has been made to relate strain patterns and main deformational structures in nappes to these four mechanical models (Merle, 1984, fig. 9). This

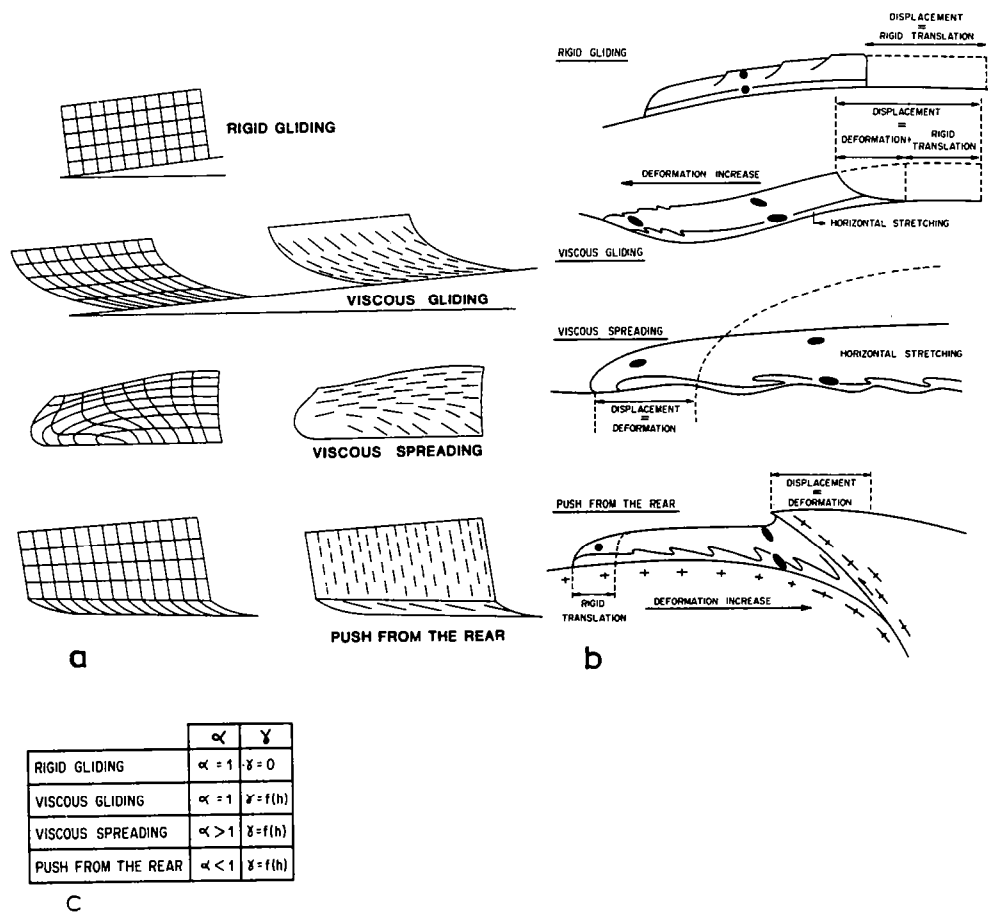


Fig 8. Deformation related to mechanical models in nappe and thrust. a. Strain pattern. On the left, deformation of an orthogonal grid for the four main mechanical models. On the right: pattern of maximum stretch trajectory. Homogeneous viscosity in these models except for push from the rear where there is a low viscosity basal layer. b. Main deformational structures associated with these four mechanical models. c. Strain factorization into pure shear (α) and simple shear (γ) component for each mechanical model. $\gamma = f(h)$ means that γ increases towards the base of the model (i.e. heterogeneous simple shear).

provides tests allowing a choice of the best mechanical model for the emplacement of a nappe and, consequently, shows us if nappe is, or is not, gravity induced. In the same way, these four mechanical models can be linked to the α and γ factorization of strain (Fig. 8c).

Since we are dealing with a spreading-gliding strain model, we must relate this strain model to a mechanical one and discuss its geological significance.

As previously outlined, the present strain model is thought to be the result of a process where viscous gliding and viscous spreading occurred together. From a purely mechanical view point, it must be emphasized that if the rocks are viscous and allow a gravitational collapse under their own weight (i.e. spreading model), it is impossible to postulate viscous gliding if the nappe is lying on a basal slope. Thus the viscous gliding model proposed by Kelhe (1970) is unrealistic and must be combined with vertical collapse and horizontal spreading. Thus the viscous gliding model yields to a spreading-gliding one.

Some care is needed to avoid confusion between strain patterns of spreading and spreading-gliding models. Indeed, these strain patterns are very close ($\alpha > 1$ and $\gamma = f(h)$) and can display some identical stretch trajectories such as convex (Fig. 8a) or concave trajectories (Hudleston and Hooke, 1980). Further studies are necessary to achieve a better understanding of the strain within a spreading nappe. Nevertheless, it can be outlined that the main difference is probably found in a lesser intensity of γ simple shear component because the basal slope is nullified in the case of spreading model.

CONCLUSION

The main result of this study is to show that strain factorization within nappes and thrust sheets is a very useful method in understanding their kinematics. Factorizing strain into a pure shear component (α) and a simple shear component (γ) allows a fuller understanding of both the principal stretch trajectories and the strain rates within a spreading-gliding nappe.

If we except the frontal rolling zone, the strain is fairly similar from back to front since identical features are progressively developed during flow. Strain intensity is always higher at the front part of the nappe. This is because it corresponds to the ultimate state of strain that any profile within the nappe may ever reach. In this way, spatial variations of the strain pattern at any given moment (i.e. finite strain for a geologist) in a spreading-gliding nappe provide a key to the study of the progressive strain in this kind of nappe.

In order to test the strain model developed in this paper, it would be now very useful to compare it to strain field data in spreading-gliding nappes.

ACKNOWLEDGEMENT

Special thanks are due to P. Cobbold for his useful comments on the manuscript.

REFERENCES

- Beach, A., 1982. Strain analysis in a cover thrust zone, external French Alps. *Tectonophysics*, 88: 333-346.
- Brun, J.P. and Merle, O., in press. Strain patterns in models of spreading-gliding nappes. *Tectonics*.
- Chapple, W.M., 1978. Mechanics of thin-skinned fold and thrust belts. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89: 1189-1198.
- Cobbold, P.R., 1984. The restauration of strained cross sections. *Conf. Int. Chevauchement et Déformation*, Toulouse, 15-19 Mai, p. 17.
- Coward, M.P., 1980. The analysis of flow profiles in a basaltic dyke using strained vesicles. *J. Geol. Soc. London*, 137: 605-615.
- Coward, M.P. and Kim, J.H., 1981. Strain within thrust sheets. In: *Thrust and Nappe Tectonics*. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 9: 275-292.
- De Paor, D.G., 1983. Orthographic analysis of geological structures. I. Deformation theory. *J. Struct. Geol.*, 5 (3/4): 255-277.
- Elliott, D., 1976. The motion of thrust sheets. *J. Geophys. Res.*, 81: 949-963.
- Goguel, J., 1948. Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre (2e ed.). *Mem. Expl. Carte Géol. Fr.*, 530 pp.
- Hsü, K.J., 1969. Role of cohesive strength in the mechanics of overthrust faulting and of landsliding. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80: 927-952.
- Hubbert, M.K. and Rubey, W.W., 1959. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. I. Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 70: 115-166.
- Hudleston, P.J. and Hooke, R., 1980. Cumulative deformation in the Barnes ice Cap and implications for the development of foliation. In: W.M. Schwerdtner, P.J. Hudleston and H.M. Dixon (Editors), *Analytical Studies in Structural Geology*. *Tectonophysics*, 66: 127-146.
- Huppert, H., 1982. Flow and instability of a viscous current down a slope. *Nature*, 300 (5891).
- Kehle, R.O., 1970. Analysis of gravity sliding and orogenic translation. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 81: 1641-1664.
- Merle, O., 1984. Déplacement et déformation des nappes superficielles. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 25 (1): 3-17.
- Merle O. and Brun, J.P., 1984. The curved translation path of the Parpaillon nappe (French Alps). *J. Struct. Geol.*, 6(6): 711-719.
- Milton, N.J. and Williams, G.D., 1981. The strain profile above a major thrust fault, Finmark, Norway. In: *Thrust and Nappe Tectonics*. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 9: 235-239.
- Mugnier, J.L. and Vialon, P., 1984. Les mécanismes de mise en place des nappes de chevauchement superficielles. Application des modèles analytiques au Jura. *Sci. Geol., Strasbourg, Bull.*, 37 (1): 77-87.
- Ramberg, H., 1975. Particle paths, displacement and progressive strain applicable to rocks. *Tectonophysics*, 28: 1-37.
- Ramberg, H., 1977. Some remarks on the mechanism of nappe movement. *Geol. For., Stockholm Forh.*, 110-117.
- Sanderson, D.J., 1982. Models of strain variation in nappes and thrust sheets: A review. *Tectonophysics*, 88 (3/4): 201-233.
- Sanderson, D.J., Andrews, J.R., Phillips, W.E.A. and Hutton, D.H.W., 1980. Deformation studies in the Irish Caledonides. *J. Geol. Soc. London*, 137: 289-302.
- Siddans, A.W., 1984. Thrust tectonics. A mechanistic view from the West and Central Alps. *Tectonophysics*, 104: 257-281.
- Williams, G.D., Chapman, T.J. and Milton, M.J., 1984. Generation and modification of finite strain patterns by progressive thrust faulting in the Larksefjord nappe, Finmark. *Tectonophysics*, 107: 177-186.

ANNEXE 5

Publié avec l'aimable autorisation de
Pergamon Journals Ltd.

Extrusion and radial spreading beyond a closing channel

E. GILBERT *

Laboratoire de géologie Stratigraphique et Structurale, Université de Poitiers, 86022 Poitiers Cedex, France

and

O. MERLE

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles, Université de Rennes, 35042 Rennes Cedex, France

(Received 12 February 1986; accepted in revised form 12 November 1986)

Abstract—The development of experimental models of an extruding–spreading zone beyond a closing channel is studied, and a possible natural example described. The strain pattern, folding and radial displacements within the extruding–spreading zone are analysed. Folds developed in the closing channel are either passively rotated or refolded when carried into the spreading zone. A simple theoretical model of the experiments demonstrates that the stretching lineation is radial and parallel to the displacement direction towards the base and the front of the extruding–spreading zone, but perpendicular towards the top. An intermediate domain with no stretching lineation separates the radial and concentric domains and corresponds to a transition through a uniaxial oblate ellipsoid ($K = 0$).

INTRODUCTION

LOCAL PERTURBATIONS of the strain pattern have often been described from orogenic belts (e.g. Beach 1981, Choukroune *et al.* 1986). These perturbations can be related to particular boundary conditions of major deformed zones and often represent only local strain anomalies without any major significance for crustal deformation. However, these local strain anomalies observed on strain maps (stretch and foliation trajectories) are in general poorly understood, and pose a problem. In domains of bulk horizontal shortening with lateral free boundaries, rocks can spread laterally and the strain pattern evolve progressively from the main deformed domain to the spreading domain.

An area in Ladakh (SW Himalaya) is interpreted in terms of a spreading zone in rock extruded from an area of horizontal shortening. A zone of steep fabric and vertical stretch, interpreted as due to horizontal shortening, passes continuously to a flat-lying zone where there is evidence of tangential shearing. This transition is interpreted as meaning that one boundary was free during bulk horizontal shortening and that the rocks could spread laterally. Models for such a boundary effect have been investigated experimentally and theoretically. The models provide tests for the recognition of such boundary effects in the field.

The extruding–spreading zone in our experiments is similar to that observed over the piedmont beyond a valley glacier (salt or ice) and studied by many authors (e.g. Sharp 1958, 1960, Ramberg 1964, Post 1972, Jackson 1985). The novelty of our approach is to add a lateral squeeze across the channel. Moreover, we are

not concerned here with discussing the strain pattern within the channel (Hambrey 1977, Hambrey & Milnes 1977, Brun 1977, Coward 1980, Talbot & Jarvis 1984, Brun & Merle 1985) but wish to focus mainly on the extruding–spreading domain.

The purpose of this paper is therefore: (i) to study extrusion and radial spreading at lateral free boundaries during bulk horizontal shortening; (ii) to investigate the relationships between strain and displacement within such an extruding–spreading nappe; and (iii) to provide a better understanding of fold development during the extruding and spreading process.

Our model applies to superficial gravitational nappes, as frequently observed in the external domain of orogenic belts (e.g. Helvetic nappes in the central Alps). Nevertheless, in the experiments the material is squeezed out along the strike of the vertical zone and this could also feature a case in which the major displacement of the horizontally flowing nappe is along the orogenic trend.

EXPERIMENTAL MODEL

Experimental procedure

Many of the experimental techniques used were developed previously at the Experimental Tectonic Laboratory at Rennes (Cobbold & Quinquis 1980, Quinquis 1980, Hugon 1982, Brun & Merle 1985).

The apparatus corresponds to a box 18 cm long filled with silicone putty. The two long sides of the box moved towards each other so that the silicone putty was horizontally shortened. One end of the box was free and the silicone extruded and spread laterally over a rigid base when compressed (Fig. 1). Two kinds of models were

* Present address: Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles, Université de Rennes, 35042 Rennes Cedex, France.

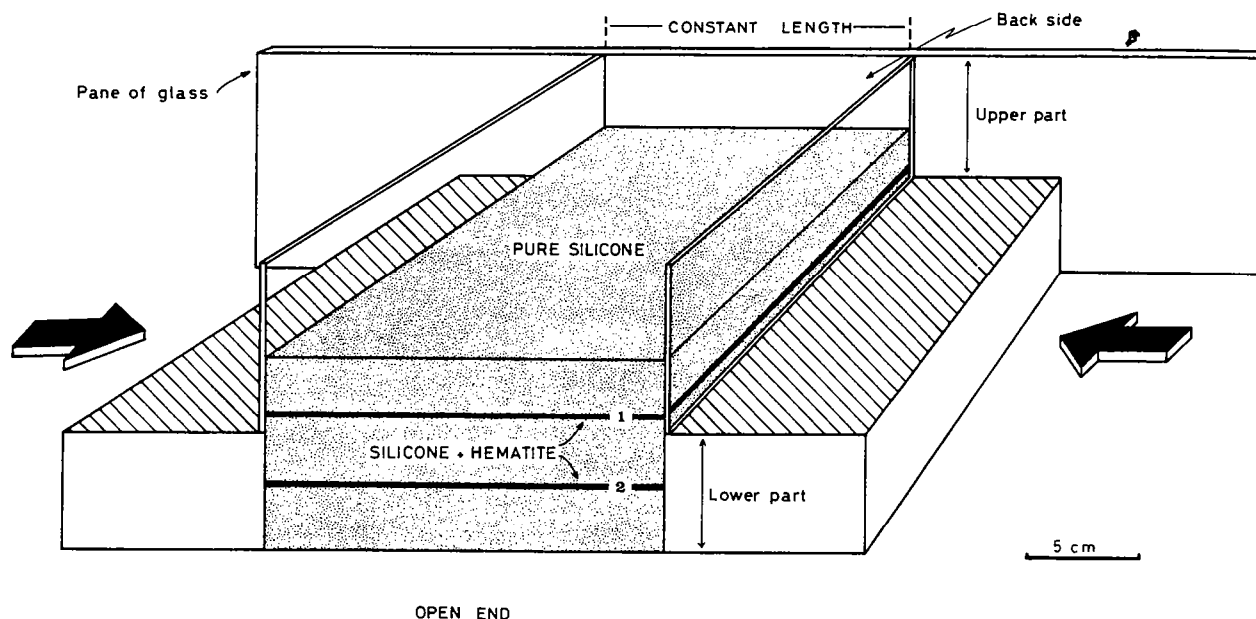


Fig. 1. Start of the model experiments of bulk horizontal shortening with a free end. Arrows show the sense of horizontal shortening and the resultant extrusion and lateral spreading from the free end.

made. In the first kind, the whole thickness of the silicone was compressed, whereas in the second only the lower part was compressed (Fig. 1). In both experiments, the silicone started in contact with a frictionless base and side walls but extruded over a base which allowed no slip along it. The side walls and base were lubricated using a solution of soap and water (Sopol, industrial detergent, BP 213, 92306 Levallois-Perret Cedex).

The viscous material in the experimental spreading zone maintained a constant vertical thickness so that the vertical axis was a direction of no strain. Practically, this is achieved by choosing a convenient ratio between the rate of extrusion and the rate of gravity-generated flow in the spreading zone. The latter rate is dependent on the thickness and viscosity of the silicone. Preliminary experiments enabled us to determine the displacement rate of each piston at about 2.25 cm h^{-1} . This balance between the extrusion and spreading processes was artificially generated in order to outline the main strain parameters within the spreading zone. The results are presented and discussed in the 'strain model' section.

The silicone putty used (Rhodorsil R. Special Gomme GSIR Rhône-Poulenc) has an almost perfectly linear dependence of stress upon strain rate, for temperatures ranging from -4 to $+100^\circ\text{C}$ and shear stresses less than 10 MPa . The viscosity ranges from 10^6 Pas at -40°C to $1.6 \times 10^4 \text{ Pas}$ at $+20^\circ\text{C}$ (see Dixon & Summers 1985, Weijermars 1986).

A single competent layer of Plasticine was built into the middle of model 1. The Plasticine exhibits power-law behaviour with $n = 6-9$ (McClay 1976). Two competent silicone layers were built into model 2 as shown in Fig. 1. The viscosity of these layers is increased by admixing finely powdered iron oxides (Fe_2O_3). The exact mixture is 49.62% of silicone and 50.38% of Fe_2O_3 . The viscosity contrast between the layer and the silicone putty was

then about 5 (P. R. Cobbold, personal communication).

Grids printed on the top and rear end (see Dixon & Summer 1985, Brun & Merle 1985) were photographed at regular time intervals, and the strain quantified. After both experiments, the whole apparatus was cooled down to -30°C so that serial sections could be cut and photographed without causing significant internal deformation.

Strain pattern

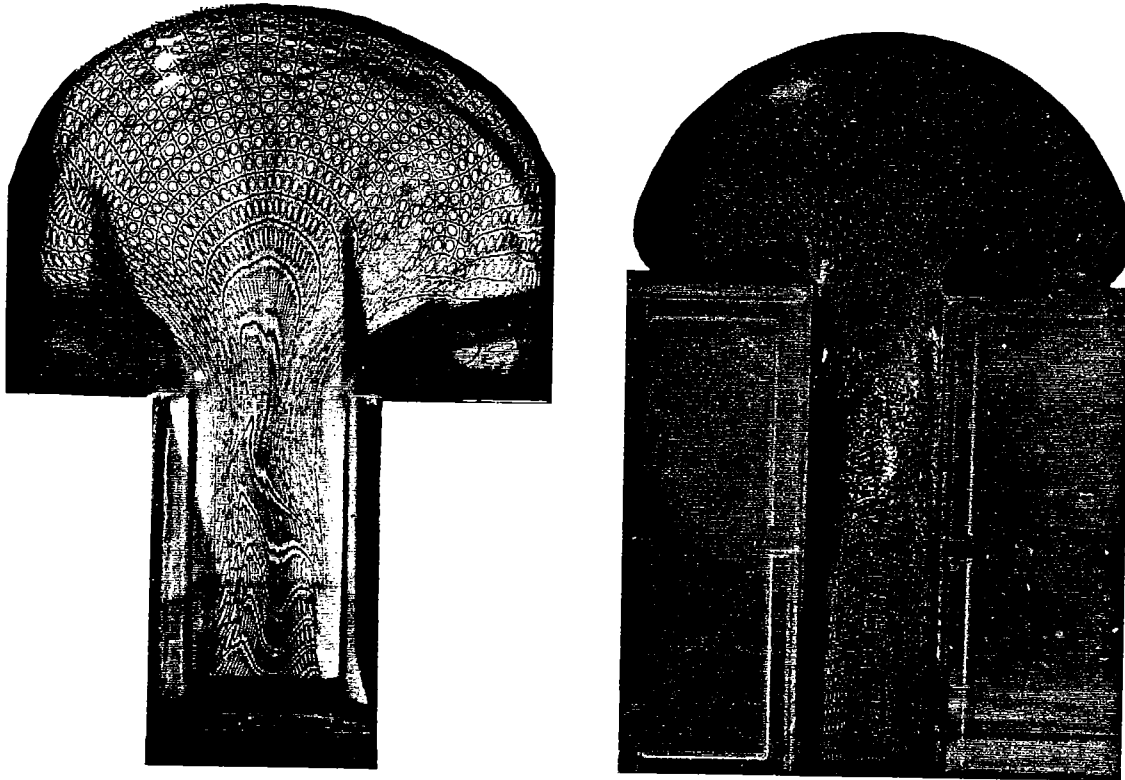
Strain within the closing channel. The deformed grid at the rear end and top free surface of the model allows the strain within the horizontal shortening zone to be determined. The rear end was a $\lambda_1\lambda_3$ plane ($\lambda_i = 1 + e_i$) with homogeneous horizontal shortening and vertical stretching (Fig. 2b). Such homogeneous strain was possible due to the lack of friction along the sole and sides. The channel narrowed so that λ_3 and λ_1 paralleled Z and X , respectively (see co-ordinate axes on Fig. 4).

However, as the extruding viscous material was expelled from the channel into the spreading zone λ_1 took an intermediate attitude between Y and X . Indeed the viscous fluid near the lateral free boundary was extended both vertically and horizontally. From the rear end to the free boundary of the closing channel, the strain therefore, changed from a nearly plane strain ellipsoid (Y is a direction of no strain) to a flattening type ellipsoid (with λ_3 always parallel to Z).

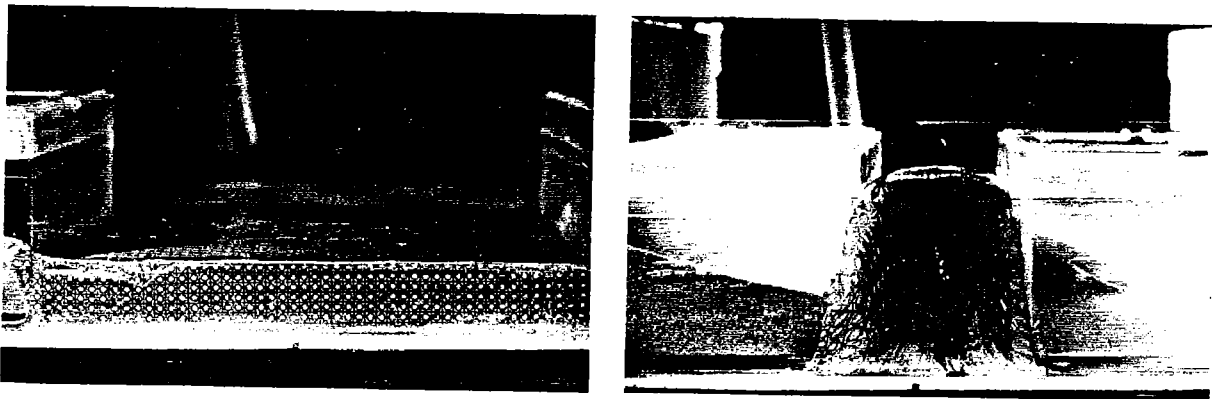
In this closing channel, competent layers developed folds with horizontal axes and vertical axial planes which were completely isoclinal at the end of the experiments.

Particle movement paths at the free upper surface. Photographs of the free upper surface at regular time intervals permitted mapping of particle movement paths during flow. Radial displacement was observed in every

Experimental models of extrusion and spreading



(a)



(b)

Fig. 2.(a) Plan view of the experiments. Left is the deformed grid at the free upper surface of model 1. Heterogeneous deformation in the horizontal shortening zone is due to the large wavelength and amplitude of folds developed in the competent layer. Model 2 on the right. (b) The rear end before deformation (left) and after deformation (right).

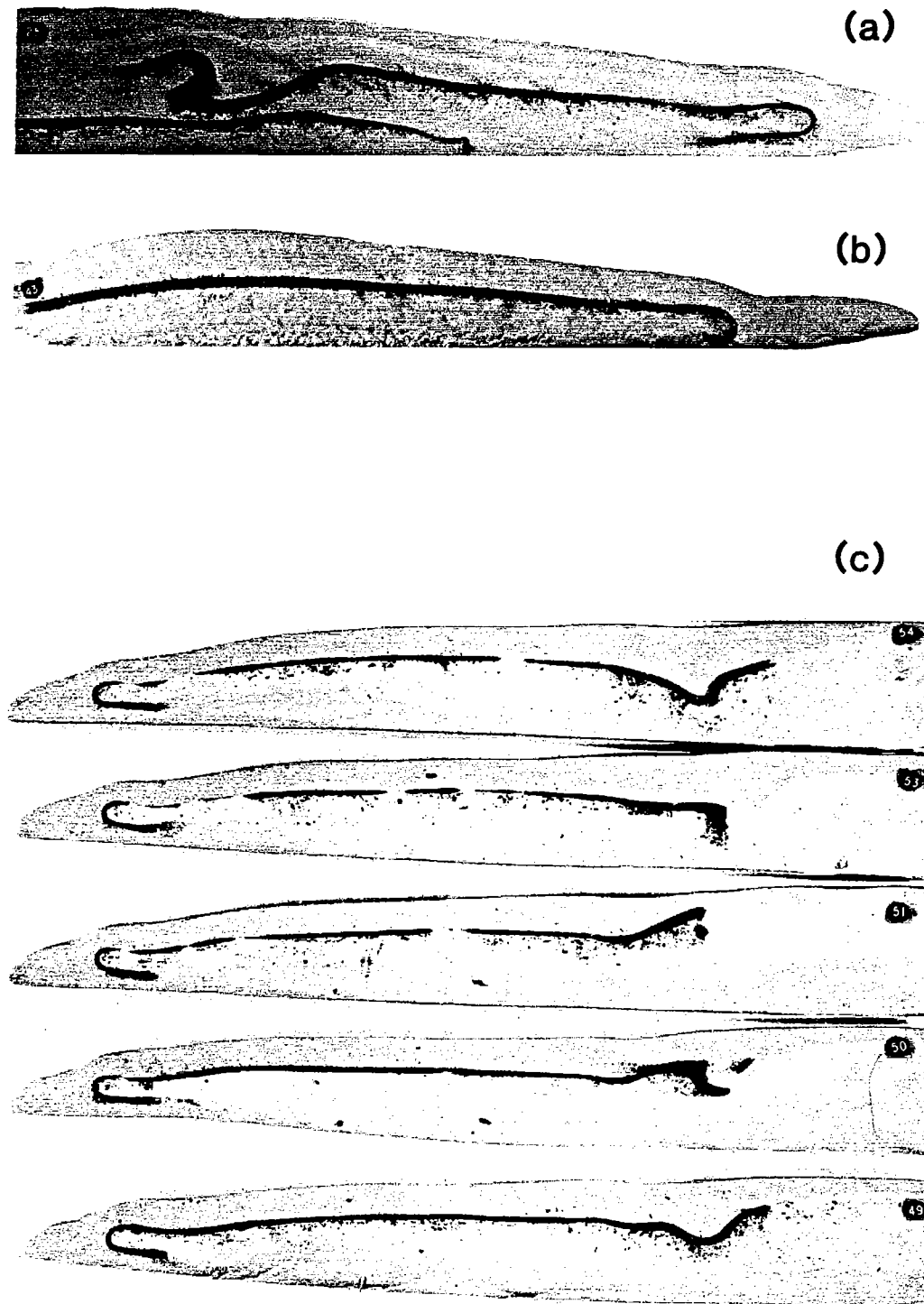


Fig. 3. (a) and (b) Cross-sections (parallel to Y) in the central part of the spreading zone. Note the frontal recumbent fold which corresponds to the rolling of the free surface at the front of the spreading zone. (a) Shows asymmetric folds developed in the model, with axes parallel to Z . (b) Is an experiment without horizontal shortening in the channel. No folds are developed in the spreading zone. (c) Serial cross-sections (parallel to Y) showing type 1 interference pattern developed in model 2. The juxtaposition of anticlines and synclines along the Z direction (observed from top to bottom) indicates dome and basin interferences.

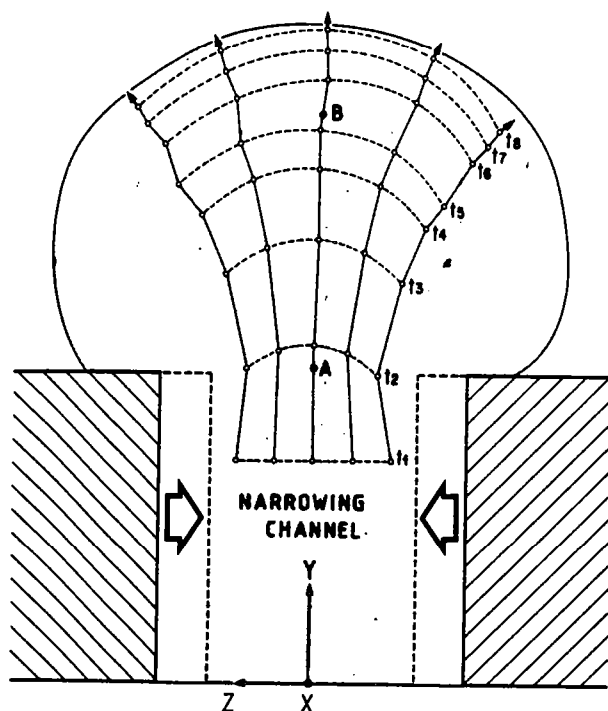


Fig. 4. Particle movement paths indicating radial displacement in the spreading zone (model 1). $t_1, t_2, t_3, \dots$ refer to a regular time interval. (X, Y, Z, reference axes for the three-dimensional strain model). Points A and B are located on Fig. 5.

experiment (Fig. 4). The flow pattern is therefore radial as already observed in the piedmont of glaciers (Sharp 1960, Post 1972, Jackson 1985).

Finite strain at the top free surface. The strain at the top free surface occurred with an area change of the initial squares of the grid. This area change was especially important at the beginning of the experiments and became almost insensitive when the extruding-spreading zone was well developed (i.e. when the vertical termination of silicone at the lateral free boundary disappeared by rolling of the free surface). Area-change measurements from photographs during flow indicate that the surface increased by the same amount from back to front of the extruding-spreading zone.

The deformed grid in the extruding-spreading zone reveals two marginal wrench shearing domains near the side walls corresponding to a lateral boundary effect previously described in glaciers (Post 1972, Jackson 1985).

Photographs of the final stage of one of the experiments have been used to divide the strain in the main central part of the extruding-spreading zone into two main sub-zones (Fig. 2a and Fig. 5):

- (i) a frontal (distal) sub-zone where stretching was concentric;
- (ii) a back (proximal) sub-zone where stretching was radial.

The ellipses show a progressive change from radial to concentric pattern so that the two domains are separated by a line of no finite strain (point B, Fig. 5). The main characteristic of this central part is that the rectilinear

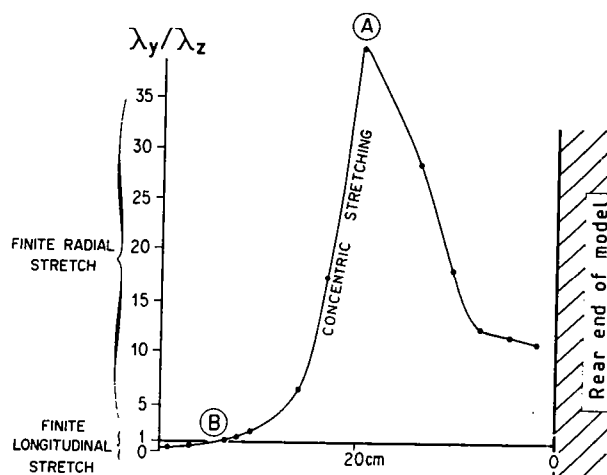


Fig. 5. Axial ratios of finite ellipses (subscripts Y and Z refer to co-ordinate axes of Fig. 4) on the free upper surface vs distance (cm) from the back side of the model along the middle line. Point A corresponds to the beginning of concentric stretching whereas point B corresponds to the change from radial to concentric or longitudinal stretch (see explanation in the text).

lines of the initial surface grid returned to the perpendicular (or nearly so) after deformation. On the other hand, it is known that horizontal shear is zero at the free surface so that the deformed grid in the central part recorded a rotational but coaxial strain.

Incremental strain at the top free surface. The curve of finite strain (Fig. 5) may be used to describe the incremental strain during the experiment. The λ_y/λ_z ratio increases until point A and decreases beyond. Point A represents the location at the end of the experiment where the stretching becomes concentric. It is located about 20 cm from the rear-end of the model where lateral spreading began as the putty was extruded from the closing channel. Such a location is found again when studying the strain state of different points during time.

In other words, incremental stretching at the free upper surface is concentric in the spreading zone.

Strain model within the extruding-spreading zone. A study of the surface grid enables the relationship between stretch, stretching and displacement to be defined at the top free surface. The main result is that stretching is perpendicular to the displacement direction at the free upper surface of the extruding-spreading zone; i.e. radial displacement and concentric stretching has been recorded at the surface.

This relationship cannot be so simple within the extruding-spreading zone. It has been already noted that the horizontal shear strain must be zero at the top free surface but will exist in the interior of the model.

In order to define the relationship between strain and displacement within the extruding-spreading zone, we will attempt to define a three-dimensional strain model which takes into account all strain components during flow. A three-dimensional strain model can be mathematically expressed by a factorization of strain into simple shear (γ) and pure shear (α) components.

The pure shear component can be deduced from the strain recorded at the top free surface in the main central part of the extruding-spreading zone. The recorded coaxial strain corresponds to a shortening and extension direction parallel and perpendicular to the displacement direction, respectively (i.e. concentric stretching). On the other hand, the experimental procedure means that the vertical thickness remains almost constant (X is a direction of no strain) because of the opposing effects of the spreading process (vertical collapse) and extruding process (vertical thickening).

The deformation matrix (D_{ps}) of the pure shear component is then given by:

$$D_{ps} = \begin{vmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \alpha^{-1} & 0 \\ 0 & 0 & \alpha \end{vmatrix} \quad \text{with } \alpha > 1, \alpha = 1 + eZ, \quad \alpha^{-1} = 1 + eY. \quad (1)$$

A horizontal shear is superimposed onto the coaxial component within the extruding-spreading zone. It corresponds to a simple-shear component with a slide direction parallel to the displacement direction. The deformation matrix (D_{ss}) of the simple-shear component is therefore given by:

$$D_{ss} = \begin{vmatrix} 1 & 0 & 0 \\ \gamma & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{vmatrix}. \quad (2)$$

It must be emphasized that the pure-shear component (α) generates a concentric stretching and radial shortening whereas the simple-shear component (γ) generates a radial stretching. In our strain model, the concentric stretching (α component) is completely balanced by the radial shortening (α^{-1} component). Local proportions of α and γ therefore control whether stretching is concentric or radial.

In such a deformation process, the simple shear and pure shear are simultaneously combined so that the factorization of strain must be obtained by the strain-rate tensor rather than by the deformation gradient tensor. Rearranging Ramberg's equations (Ramberg 1975, eq. 37) and assuming steady pure-shear and simple-shear rates, the deformation gradient tensor is given by:

$$D_{ss+ps} = \begin{vmatrix} 1 & 0 & 0 \\ [\dot{\gamma}(1 - \exp(-\dot{\alpha}t))/\dot{\alpha}] \exp(-\dot{\alpha}t) & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \exp(\dot{\alpha}t) \end{vmatrix}, \quad (3)$$

where $\dot{\alpha}$ is the rate of change of extension and $\dot{\gamma}$ the shear strain rate. As $\alpha = \exp(\dot{\alpha}t)$ and $\gamma = \dot{\gamma}t$ then $\ln \alpha = \dot{\alpha}t$ and then $\dot{\gamma}/\dot{\alpha} = \gamma/\ln \alpha$ so that the deformation gradient tensor simplifies to:

$$D_{ss+ps} = \begin{vmatrix} 1 & 0 & 0 \\ \gamma(1 - \alpha^{-1})/\ln \alpha & \alpha^{-1} & 0 \\ 0 & 0 & \alpha \end{vmatrix}. \quad (4)$$

A similar approach was used in the study of strain patterns within nappes and thrust sheets (Coward & Kim 1981, Merle 1986).

At this stage, the strain can be computed from the

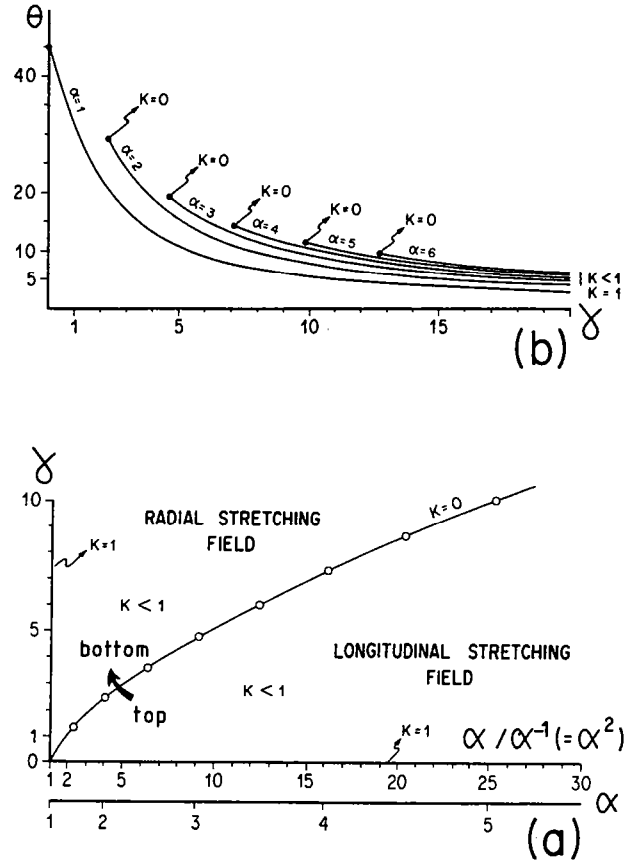


Fig. 6(a). Concentric and radial stretching as a function of simple shear (γ) and pure shear (α) components. These two domains are separated by a line which corresponds to a uniaxial oblate ellipsoid ($K = 0$). [$K = ((\lambda_1/\lambda_2) - 1)/((\lambda_2/\lambda_3) - 1)$, Flinn 1962.] The arrow indicates the strain path from top to bottom within the extruding-spreading zone (see explanation in the text). (b) Angle (θ) between the radial stretching lineation and the shear direction according to the amplitude of the simple shear component (γ) (curves of α constant value).

Finger deformation tensor ($D.D'$) whose eigenvalues are equal to the principal quadratic elongations and whose eigenvectors give the orientations of principal axes (see De Paor 1983).

Results are plotted in Fig. 6(a). The line dividing the fields of radial and concentric stretching corresponds to a uniaxial oblate ellipsoid ($K = 0$). That means that a principal axis of the strain ellipsoid is constant in direction (parallel to Z) whatever the proportions of γ and α . The Z direction corresponds to the λ_1 axis in the concentric stretching domain and to the λ_2 axis in the radial stretching domain. The change between concentric and radial stretching is instantaneous without any transition. The angle between the radial stretching lineation and the horizontal can be computed from different values of the γ component (Fig. 6b). θ decreases in a way close to that for simple shear (curve $\alpha = 1$). Curves show clearly that the $\lambda_1\lambda_2$ plane (=schistosity) in the radial stretching domain is more flat-lying for higher values of the pure shearing component, α .

This mathematical approach represents the strain state at a point in the extruding-spreading zone with the assumptions previously stated. This approach allows us to define the strain pattern in the whole extruding-

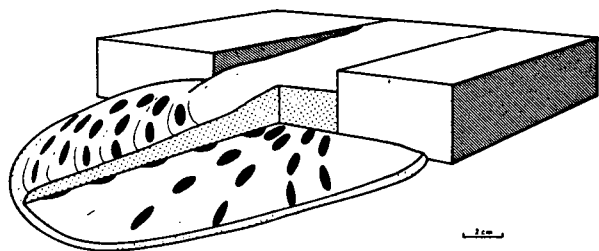


Fig. 7. Schematic representation of vertical stretch variation within the extruding-spreading zone: concentric stretching towards the top and radial stretching towards the bottom (further explanation in the text).

spreading zone. Indeed strain gradients within spreading glaciers (Hooke & Hudleston 1978, Hudleston & Hooke 1980) and spreading-gliding scale models (Brun & Merle 1985, Merle 1986) have recently been studied in detail. It is now well established that large simple shears are recorded both towards the base and the front whereas essentially pure shear is recorded towards the top. It therefore seems reasonable to assume a radial stretching lineation at the base and the front of such a spreading zone. By contrast, a concentric stretching lineation should be expected towards the top of the spreading zone (Fig. 7).

From bottom to top, radial to longitudinal stretching variation should correspond to a zone of no finite stretching because of a transition characterized by a uniaxial oblate ellipsoid. Therefore, a radial stretching lineation in the field should be more usual than a longitudinal one because of the erosional effect after the emplacement of a nappe.

No strain occurred in the vertical direction in the experiments. To be a general strain model, the mathematical approach should include some vertical flattening. Nevertheless, other experiments of spreading nappes (Brun & Merle 1985) show that although vertical flattening is important at the beginning of experiments, it remains small compared to the horizontal shear component (see fig. 7 in Merle 1986). Strain measurements at the top free surface indicate also that the coaxial radial shortening is probably much more important than the vertical flattening (compare Fig. 3a & b).

This strongly suggests that the strain model developed in this paper could apply to natural extruding-spreading nappes whether they flatten vertically or not. Such a deformation sequence from top to bottom (stretching perpendicular to the displacement at the top and parallel at the base, with an intermediate zone of no stretching) has been described in the Helvetic nappes by Ramsay (1981, p. 302), so this strain model is likely to be found in superficial gravity tectonics. We believe that our strain model provides a possible explanation for vertical stretch variations within the Helvetic nappes.

Folding

Folds as a result of flow in a channel have been extensively studied for over 20 years (Ramberg 1964, Post & La Chapelle 1971, Post 1972, Hudleston 1976, 1977, Talbot 1979, 1981, Merle & Brun 1982). Fold

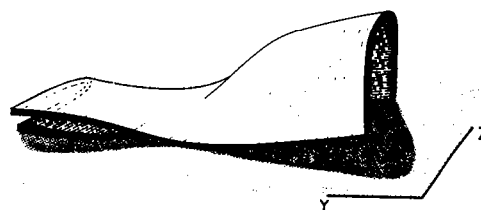


Fig. 8. Passive rotation from vertical to horizontal position of the axial plane of folds formed in the closing channel (right) when they pass into the spreading zone (left).

limbs defined by boundary-parallel shear zones due to strain gradients develop with axial surfaces parallel to all rigid boundaries. Flow is subparallel to the fold axial trace. Such folds can be observed on the top free surface of model 1 (Fig. 2a, left). They resulted from differential horizontal flow linked to large amplitude folding of the plasticine layer within the model and did not develop at the upper free surface of model 2 (Fig. 2a, right). The distal spreading front rolls over the frictional base resulting in a frontal recumbent fold (Fig. 3). This rolling process is purely kinematic and also develops in spreading models without any viscosity contrast between the layering (Brun and Merle 1985, Merle 1986).

In this section we describe folding of competent layers in order to provide some insight into fold development within an extruding-spreading zone. This concerns: (i) the deformation of folds developed in the closing channel when carried into the extruding-spreading zone (model 1); and (ii) the fold development within the extruding-spreading zone (model 2).

Buckling of the Plasticine layer (model 1). In model 1, the horizontal Plasticine layer developed buckles with vertical axial planes and horizontal axes in the closing channel. These buckles passed into the extruding-spreading zone where the axial plane passively rotated from vertical to horizontal and the folds axes curved down with them (Fig. 8).

Folding within an extruding-spreading zone (model 2). Only the lower part of the silicone was compressed in model 2 so that the upper layer was not horizontally shortened (Fig. 1). The lower competent layer was buckled in the horizontally shortened zone as previously described in model 1. Where the buckled layer passed into the spreading zone, it was folded again on horizontal axes perpendicular to those developed in the horizontally shortened zone. Type 1 interference patterns (dome and basin, see Ramsay 1967, p. 522) are observed from different cross-sections of the spreading zone at the end of the experiment (Fig. 3c).

The upper competent layer developed a fold-couple only in the extruding-spreading zone (Fig. 3a). The asymmetry of these folds is consistent with the bulk shear within the extruding-spreading zone. In order to clarify parameters controlling fold development, an additional experiment was performed where the silicone was allowed to spread laterally without closing the channel. No folds developed during the steady flow in this last

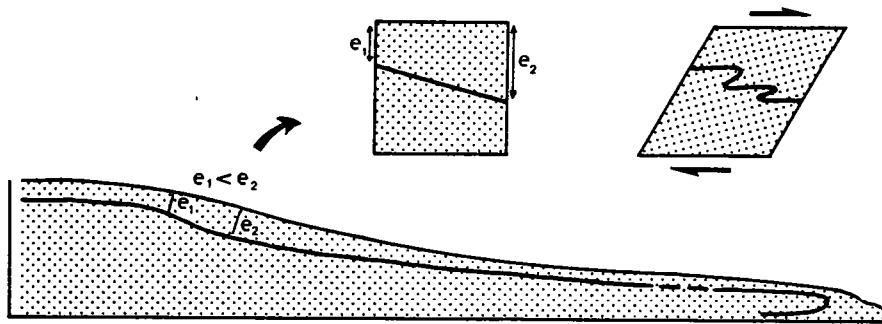


Fig. 9. Differential flow rates between the competent layer and the silicone result in a change in the thickness of silicone above the competent layer (model 2). The competent layer is folded as a result of simple shear in a similar manner to the experiments of Cobbold & Quinquis (1980, model 1) and Hugon (1982) (see also Hudleston 1977).

experiment (Fig. 3b). This shows that lateral squeeze across the channel is necessary for folds to develop in our experiments. The kinematic process of folding is schematically represented in Fig. 9. The viscosity contrast between the competent layers and silicone matrix induced a differential flow rate that caused a change in the thickness of silicone above the competent layer. The shearing due to departure from steady-state flow induced by changes in boundary conditions accounts for the internal folds described by Hudleston (1976, 1977) and Talbot (1979).

FIELD EXAMPLE

The Mulbeck Chu Nappe in Ladakh (NW Himalaya)

The Mulbeck Chu Nappe is developed in calcareous deposits of the Indian platform (Triassic to Maestrichtian). It is structurally located above the 'Dalle du Tibet' and limited to the north by the Indus Suture Zone (Fuchs 1982, 1986, Baud *et al.* 1984, Colchen *et al.* 1986). The strain and main deformational structures have been studied in some detail (Gilbert 1986) and will be pub-

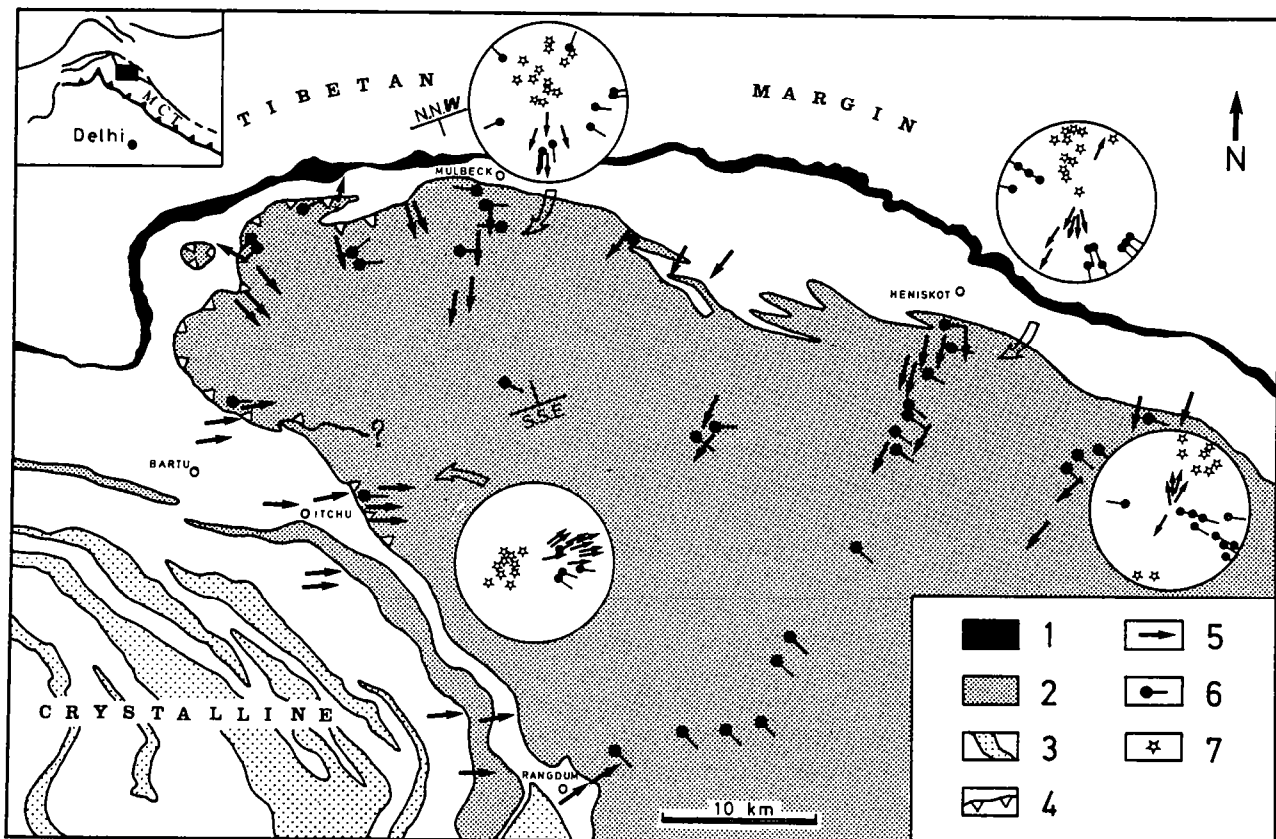


Fig. 10. Structural map of the western Zaskar of the NW Himalayas: 1: ophiolitic melange (Indus Suture Zone); 2: Mesozoic and Cenozoic cover of the Indian margin; 3: granitoids and crystalline rocks of the High Himalayas; 4: thrust; 5: stretching lineation; 6: fold axes; 7: poles of axial planes. The cross-section in Fig. 11 is shown by the positions labelled NNW and SSE.

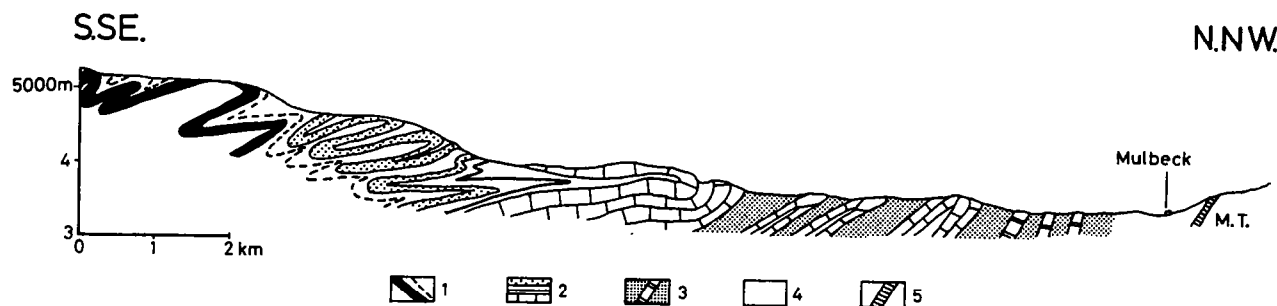


Fig. 11. Geological cross-section along the Mulbeck Chu river (see location on the Fig. 10). 1: Lilang formation (Triassic); 2: Kioto formation (Upper Trias-Lias); 3: Fatu-la formation (Cretaceous); 4: Lamayuru flysch; 5: ophiolitic melange (Indus Suture Zone); M.T.: Tibetan Margin.

lished elsewhere. Our purpose is to present here the main features of the Mulbeck Chu Nappe as an example of extrusion and radial spreading at a lateral free boundary during bulk horizontal shortening.

The studied area can be divided into three main zones (Fig. 10).

(1) The northeastern part (south of Heniskot) corresponds to a horizontal shortening zone with vertical schistosity and stretching lineation. Folds are similar in style with vertical axial planes and horizontal axes (Fig. 10). The strain observed in this zone is similar to that observed in the closing channel of our models (Fig. 2b; deformed grid).

(2) The western part corresponds to a spreading zone with a radial stretching lineation systematically perpendicular to the fold axes (Fig. 10). The strain increases from top to bottom, as shown by concentric folds at the top and similar folds at the bottom. This is associated with the axial planes rotating from 45° to horizontal (Fig. 11 and model 2).

A mylonitic zone associated with a very strong shear component in the displacement direction is located at the base of the nappe. At the front of the nappe, the stratigraphic units are inverted (Jurassic over Cretaceous). This inversion could be interpreted as resulting from the rolling process observed at the front of our model (Fig. 3).

(3) A transitional zone shows a rapid variation of fold axis plunge (from horizontal to 70° and back to horizontal) associated with the change from vertical to horizontal axial plane in the spreading zone. This spatial variation is similar to that observed in model 1 (Fig. 8).

The concentric stretching domain observed in the experiment towards the top of the spreading zone is not observed in the field example. This absence is thought to be the result of erosion of the top free surface of the nappe.

CONCLUSIONS

The main conclusions of this study of rocks and their analogues extruding radially over a piedmont from a closing channel are as follows.

(1) Radial displacement is observed in the extruding-spreading zone.

(2) A strain model within the extruding-spreading zone has been deduced from the strain observed at the free upper surface during experiments. Stretching would be parallel to the displacement (i.e. radial) at the base and at the front of the model, but perpendicular to the displacement at the top. An intermediate zone of no stretching lineation ($\lambda_1 = \lambda_2$, $K = 0$) separates these two domains.

(3) If we except the frontal rolling zone, the lateral squeeze across the channel seems to be a necessary condition for fold development within the extruding-spreading zone in our experiments.

(4) Axial planes of folds passively rotate from vertical in the channel to horizontal in the extruding-spreading zone.

(5) Interference patterns are observed between folds which developed in the closing channel and were refolded in the extruding-spreading zone.

(6) Folds developed into the extruding-spreading zone are non-cylindrical and strongly asymmetric, if not sheath-like.

Acknowledgements—Thanks are especially due to P. R. Cobbold for critically reading the manuscript. D. Gapais is gratefully acknowledged for useful comments during the development of this work. We are also indebted to C. J. Talbot for his careful review of the manuscript and his suggestions for improvement.

REFERENCES

- Baud, A., Gaetani, M., Garzanti, E., Fois, E., Nicora, A. & Tintori, A. 1984. Geological observations in southeastern Zaskar and adjacent Lahul area (northwestern Himalaya). *Eclog. geol. Helv.* 77, 171–197.
- Beach, A. 1981. Some observations on the development of thrust faults in the Ultradauphinois zone, French Alps. In: *Thrust and Nappe Tectonics* (edited by McClay, K. & Price, N. J.). *Spec. Publ. geol. Soc. Lond.* 9, 329–334.
- Brun, J. P. 1977. Cumulative strain and boundary effects in the gravity flow of a viscous slab. *Tectonophysics* 41, T7–T14.
- Brun, J. P. & Merle, O. 1985. Strain patterns in models of spreading-gliding nappes. *Tectonics* 4, 705–719.
- Choukroune, P., Balleve, M., Cobbold, P. R., Gauthier, Y., Merle, O. & Vuichard, J. P. 1986. Deformation and motion in the Western Alpine Arc. *Tectonics* 5, 215–226.
- Cobbold, P. & Quinquis, H. 1980. Development of sheath folds in shear regimes. *J. Struct. Geol.* 2, 119–126.

- Colchen, M., Mascle, G. & Van Haver, Th. 1986. Some aspects of collision tectonics in the Indus Suture Zone, Ladakh. In: *Collision Tectonics. Spec. Publs geol. Soc. Lond.* 19, 173–184.
- Coward, M. P. 1980. The analysis of flow profiles in a basaltic dyke using strained vesicles. *J. geol. Soc. Lond.* 137, 605–615.
- Coward, M. P. & Kim, J. H. 1981. Strain within thrust sheets. In: *Thrust and Nappe Tectonics* (edited by McClay, K. & Price, N. J.). *Spec. Publs geol. Soc. Lond.* 9, 275–292.
- De Paor, D. G. 1983. Orthographic analysis of geological structures. Deformation theory. *J. Struct. Geol.* 5, 255–277.
- Dixon, J. M. & Summers, J. M. 1985. Recent development in centrifuge modelling of tectonic processes: equipment, model construction techniques and rheology of model materials. *J. Struct. Geol.* 7, 83–102.
- Flinn, D. 1962. On folding during three-dimensional progressive deformation. *Q. Jl geol. Soc. Lond.* 118, 385–434.
- Fuchs, G. 1982. The geology of Western Ladakh. *Jber. geol. Bundesanst.* 125, 1–50.
- Fuchs, G. 1986. The geology of the Markha-Khurnak region in Ladakh (India). *Jber. geol. Bundesanst.* 128, 403–437.
- Gilbert, E. 1986. Evolution structurale d'une chaîne de collision: Structures et déformation dans le Nord de la plaque Indienne en Himalaya du Ladakh. Thesis, Université de Poitiers.
- Hambrey, M. J. 1977. Foliation, minor folds and strain in glacier ice. *Tectonophysics* 39, 397–416.
- Hambrey, M. J. & Milnes, A. G. 1977. Structural geology of an Alpine glacier (Griesgletscher, Valais, Switzerland). *Eclog. geol. Helv.* 70, 667–684.
- Hooke, R. B. & Hudleston, P. J. 1980. Origin of foliation in glaciers. *J. Glaciol.* 20, 285–299.
- Hudleston, P. J. 1976. Recumbent folding in the base of the Barnes Ice Cap, Baffin Island, Northwest territories, Canada. *Bull. geol. Soc. Am.* 87, 1684–1692.
- Hudleston, P. J. 1977. Similar folds, recumbent folds and gravity tectonics in ice and rocks. *J. Geol.* 85, 113–122.
- Hudleston, P. J. & Hooke, R. B. 1980. Cumulative deformation in the Barnes Ice Cap and implications for the development of foliation. In: *Analytical Studies in Structural Geology* (edited by Schwerdtner, W. M., Hudleston, P. J. & Dixon, J. M.). *Tectonophysics* 66, 127–146.
- Hugon, H. 1982. Structure et déformation du massif de Rocroi (Ardennes), approche géométrique quantitative et expérimentale. Thèse 3e Cycle, University of Rennes.
- Jackson, M. P. A. 1985. Natural strain in diapiric and glacial rock salt, with emphasis on Oakwood Dome, East Texas. Report of investigations No. 143, Bureau of Economic Geology, Austin, Texas.
- McClay, K. R. 1976. The rheology of plasticine. *Tectonophysics* 33, T7–T15.
- Merle, O. 1986. Patterns of stretch trajectories and strain rates within spreading-gliding nappes. *Tectonophysics* 124, 211–222.
- Merle, O. & Brun, J. P. 1982. Superimposed fabrics and progressive deformation during the emplacement of the Parpaillon Nappe (Helminthoid flysch, French Alps). *Int. Conf. on Planar Fabrics of Deformed Rocks, Zurich. Abstr.*
- Post, A. 1972. Periodic surge origin of folded medial moraines on Bering piedmont glacier, Alaska. *J. Glaciol.* 11, 219–226.
- Post, A. & La Chapelle, E. R. 1971. *Glacier Ice*. University of Washington Press, Seattle, Washington, U.S.A.
- Quinquis, H. 1980. Schistes bleus et déformation progressive, l'exemple de l'île de Groix (Massif Armoricaire). Thèse 3e Cycle, University of Rennes.
- Ramberg, H. 1964. Note on model studies of folding of moraines in piedmont glaciers. *J. Glaciol.* 5, 207–218.
- Ramberg, H. 1975. Particle paths, displacement and progressive strain applicable to rocks. *Tectonophysics* 28, 1–37.
- Ramsay, J. G. 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, New York.
- Ramsay, J. G. 1981. Tectonics of the Helvetic nappes. In: *Thrust and Nappe Tectonics* (edited by McClay, K. & Price, N. J.). *Spec. Publs geol. Soc. Lond.* 9, 293–309.
- Sharp, R. P. 1958. Malaspina glacier, Alaska. *Bull. geol. Soc. Am.* 69, 617–646.
- Sharp, R. P. 1960. *Glaciers*. University of Oregon Press, Eugene, Oregon, U.S.A.
- Talbot, C. J. 1979. Fold trains in a glacier of salt in southern Iran. *J. Struct. Geol.* 1, 5–18.
- Talbot, C. J. 1981. Sliding and other deformation mechanisms in a glacier of salt. S. Iran. In: *Thrust and Nappe Tectonics* (edited by McClay, K. & Price, N. J.). *Spec. Publs geol. Soc. Lond.* 9, 173–183.
- Talbot, C. J. & Jarvis, M. J. 1984. Age, budget and dynamics of an active salt extrusion in Iran. *J. Struct. Geol.* 6, 521–533.
- Weijermars, R. 1986. Flow behaviour and physical chemistry of bouncing putties and related polymers in view of tectonic laboratory applications. *Tectonophysics* 124, 325–358.

ANNEXE 6

Publié avec l'aimable autorisation de
Elsevier Science Publishers.

Experiments on folding in spreading-gliding nappes

J.P. BRUN and O. MERLE

*Laboratoire de Géologie Structurale, Centre Armoricaire d'Etude Structurale des Socles (CNRS), Université de Rennes,
35042 Rennes Cedex (France)*

(Received February 2, 1987; revised version accepted May 25, 1987)

Abstract

Brun, J.P. and Merle, O., 1988. Experiments on folding in spreading-gliding nappes. *Tectonophysics*, 145: 129–139.

A small scale model of spreading-gliding nappe was used to study the development of folds which are controlled by the geometry of external boundaries. Throughout in the model, the deformation combines pure shear and simple shear. Recumbent folds are produced above irregularities of the base. The cylindricity of folds is directly dependant on the cylindricity of basal irregularities. Models with homogeneous rheological properties produce only recumbent folds whereas models of contrasting rheological properties produce recumbent folds, and "en échelon" upright folds in the zones of lateral shear. The experiments demonstrate that: (a) large scale recumbent folds in nappes can result from passive amplification processes in unsteady shear flow, (b) upright folds and coaxial refolding result from mechanical instability due to contrasting rheological properties between layers and develop during a unique progressive deformation. These laws can be directly applied to a spreading-gliding nappe but also on a larger scale to all nappes in which the shear component dominates the deformation.

Introduction

It is well known that a wide variety of folds can occur in ductile nappes and thrust sheets. Large scale folds can be upright, reversed or recumbent. The orientation of fold axes ranges from orthogonal to almost parallel to the direction of nappe displacement. Several factors may be responsible for this, from the initiation of folds to their ultimate development. Folding may be due to mechanical instability: "active folding" (Donath and Parker, 1964), when the deformed medium is anisotropic (Biot, 1965; Ramberg, 1961; Cobbold et al., 1971; Johnson, 1977) or made of competent layers embedded in an incompetent matrix (Biot, 1961; Ramberg, 1961). Conversely folding can result from purely kinematic processes: "passive folding" (Donath and Parker, 1964), in a medium of uniform rheology by homogeneous strain amplification of initial irregularities of layers

boundaries, or by inhomogeneous strain acting on initially planar layers. Once initiated, the development of folds is strongly dependant on the strain history. In the case of folding in nappes, it is especially interesting to consider progressive deformation of non-coaxial types as demonstrated by many recent works (see reviews by Sanderson, 1982). In most cases, strain in nappes results from a layer parallel shear which may be combined with layer parallel stretching or shortening (Coward and Kim, 1981; Sanderson, 1982) and with wrench-type shear (Brun, 1977; Brun and Burg, 1982; Sanderson, 1982; Coward and Potts, 1983). Such non-coaxial strain histories are often responsible for large finite strain and complex folding patterns involving fold axes reorientation towards the stretching direction λ_1 (Sanderson, 1973; Berthé and Brun, 1980; Skjernaa, 1980; Rattey and Sanderson, 1982), initiation of folds with axes almost parallel to λ_1 (Hugon and Cob-

bold, 1980; Hugon, 1982; Van Den Driessche, 1983, 1986; Coward and Potts, 1983), sheath folding (Quinquis et al., 1978; Cobbold and Quinquis, 1980), and refolded folds (Hugon, 1982; Coward and Potts, 1983). At the scale of a nappe, fold attitude is seen to vary from place to place, and specific folds attitudes are recognized at the base, at frontal ramps and tips, and along lateral ramps and boundaries (Rathey and Sanderson, 1982; Coward and Potts, 1983; Ramsay et al., 1983; Merle and Brun, 1984).

In the present paper, we describe experiments of folding in a stratified viscous slab flowing under its own weight into a rectangular channel (Brun and Merle, 1985). In the center part of the slab, a layer parallel shear is combined with a layer parallel stretching. Along the sidewall a wrenching shear component is added to the previous ones. The experiments have been designed to test the role of basal geometrical irregularities on the development of recumbent folds according to the mathematical model of Hudleston (1976, 1977, 1983). Slabs are constructed with colored layers of silicone putty with or without any viscosity contrast between the layers allowing us to make a distinction between kinematical and mechanical effects in fold development. Four types of folds are observed: cylindrical recumbent folds, refolded recumbent folds, recumbent sheath folds in the central part of the slab, and "en échelon" upright folds in the lateral zones of wrenching shear. Recumbent folds of cylindrical and sheath types can develop in slabs of uniform viscosity, i.e. by purely kinematic processes. Refolding of recumbent folds and "en échelon" folds develop only when a viscosity contrast exists between the layers, i.e. when a mechanical instability is involved. The models are comparable to natural examples.

Experimental procedure

A 2 cm thick slab of viscous material (silicone putty Rodhorsil Gomme spéciale GSIR, Rhône-Poulenc, France) is placed in a shallow rectangular channel ($20 \times 20 \times 2$ cm) lying upon a ramp inclined at 10° to the horizontal. The silicone flows under its own weight as soon as frontal and

back bounding walls of the channel are removed. Duration of the experiments ranges from 10 to 12 hours according to the desired amount of flow. After deformation of the model, the entire apparatus was cooled at -30°C . The silicone slab could then be handled and serial sections could be cut and photographed while cold (for further details on experimental techniques and scaling of models, see Brun and Merle, 1985).

The finite and progressive strain patterns produced by the flow have been previously described in detail (Brun and Merle, 1985; Merle, 1986). Everywhere in the central part of the model, the deformation is a combination of pure shear and simple shear which varies from point to point. Vertically, the deformation passes from pure shear near the upper free surface to simple shear near the base. Along the direction of flow, the pure shear component dominates up-hill and conversely the simple shear component dominates down-hill. For the purpose of the present experiments, two types of geometric perturbations have been placed at the basal boundary (Fig. 1, Table 1).

The first type of perturbations consist of plasticine ridges half-circular in section with a radius of 0.5 cm and named here cylindrical perturbations (Fig. 1). Two couples of ridges are

TABLE 1

Parameters	Model 1	Model 2	Model 3
Viscosity contrast between layers	1/1	1/1	5/1
Type of basal perturbation	cylindrical	non-cylindrical	cylindrical
Structures observed	cylindrical recumbent folds	recumbent sheath folds	cylindrical recumbent folds refolding of recumbent folds by upright folds "en échelon" folds along the lateral boundaries

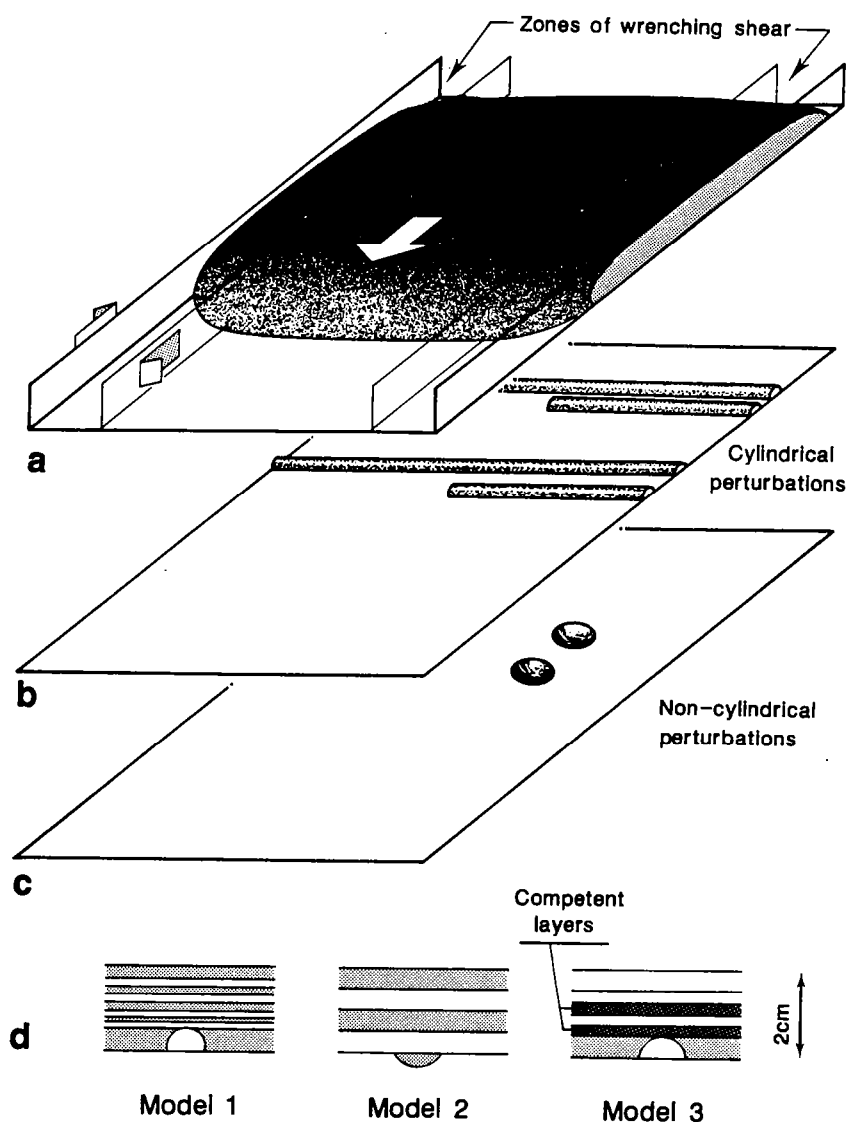


Fig. 1. Schematic diagram summarizing the experimental procedure. a. Flow of the viscous slab within an inclined rectangular channel. b. Disposition of cylindrical perturbations at the base of the slab used for model 1 and 3. c. Disposition of non-cylindrical perturbations (cusps) used for model 2. d. Initial layering arrangement for models 1, 2 and 3.

placed orthogonal to the flow direction, up-hill and down-hill on the basal plate, i.e. in zones where pure shear and simple shear respectively dominate. For each couple, one ridge cut across the entire width of the channel whereas the second occupied only one half of the channel width (Fig. 1b). For the second type of perturbations, hemispherical cusps were printed into the bottom of the channel in the down-hill zone where simple shear dominates (Fig. 1c). This second type of basal irregularity is named non-cylindrical perturbation. Slabs have been built with silicone layers

of contrasting colors (0.5 cm thick), but without viscosity contrast for models 1 and 2 and with a viscosity contrast of 5 for model 3 (Table 1, Fig. 1d).

Results

Model 1. No viscosity contrast; cylindrical perturbations

Two sections cut parallel to the flow direction in the two halves of the model are shown in Fig. 2.

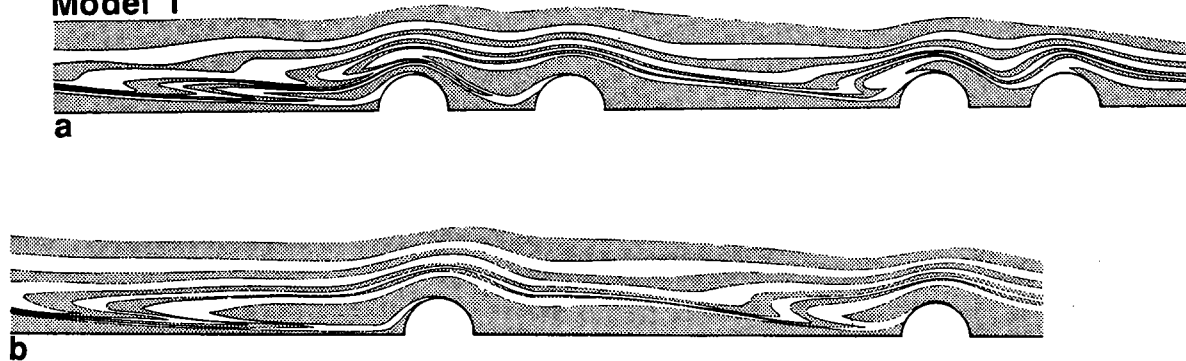
Model 1

Fig. 2. Model 1. Cross sections in the flow direction (drawn after photographs). The two cross sections show right (a) and left (b) sides of the slab (see Fig. 1b).

The following features should be noted:

- (1) Folds die out upward and are confined in the lower third of the slab.
- (2) Folds are asymmetric, nearly similar, isoclinal, and have nearly horizontal axial plane.
- (3) Fold amplitudes rapidly decrease upward and are larger down-hill than up-hill.
- (4) Inverted limbs are strongly thinned and hinges are strongly thickened.
- (5) Anticlines are more open and rounded than synclines.
- (6) The sense of fold asymmetry is compatible with the bulk sense of shearing.
- (7) Each ridge is responsible for the initiation of one syncline-anticline pair whatever the duration of the flow.
- (8) Folds initiated over one ridge are bent when passing a second ridge but never refolded.
- (9) In three dimensions, folds are cylindrical with axes parallel to the ridges in the central part of the slab, curvilinear in the zones of lateral wrenching shear.

In this model with no viscosity contrast, the process of folding is purely kinematic. Results are fairly comparable with theoretical predictions of

Hudleston's mathematical model (Hudleston, 1976, 1977; Hudleston and Hooke, 1983). Figure 3a, which corresponds to the initial configuration of the model, shows the potential unsteadiness linked to the internal stability of the system. The pattern of stream lines is controlled by the shape of the ridge and therefore cross cut the initially planar layers. Two separated points *A* and *B* lying on a given layer have different velocities. The velocity of the up stream point *A* is higher than that of the down stream point *B*. Figures 3b and 3c illustrate the further relative displacement of points *A* and *B* and the development of folds. Once these first folds have formed, no new folds develop. This is in good agreement with the fact that folds are not refolded when passing over a second ridge. The initial unsteady flow tends rapidly toward an almost steady state flow or at least layering tends to parallel the stream lines.

Model 2. No viscosity contrast; non-cylindrical perturbations

When cylindrical perturbations are replaced by non-cylindrical perturbations (hemispherical

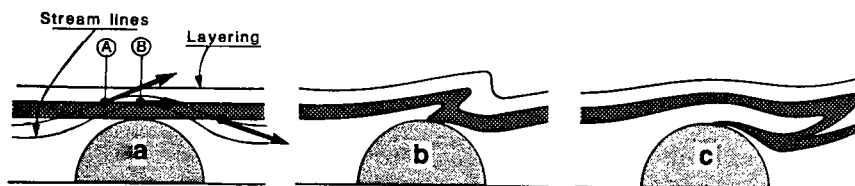


Fig. 3. Mechanism of passive folding over a ridge. Modified after Hudleston (1976, 1977) further explanation in the text.

prints) (Fig. 1c) recumbent sheath folds are produced. Figure 4b and c show eyed sections of these sheath folds cut perpendicular to the flow direction. For large strains (bulk shear strain higher than 5), the hinge line of sheath folds takes the shape of a tight parabola whose arms are slightly oblique to the flow direction, and end at each side of the lateral termination of the perturbation (Fig. 5a).

5a). A very similar result has been obtained in simple shear by Cobbold and Quinquis (1980—see their fig. 7, model 2). On Fig. 5b, dashed lines 1 and 2 show the progressive evolution of the hinge line which lead to the observed line 3. During this evolution lateral hinges of the sheath fold are progressively stretched and rotated towards the flow direction so that the acute angle between them is a direct function of the bulk principal stretch λ_1 .

As demonstrated by models, the simple rules of sheath folding are:

(1) In a rheologically homogeneous layered sys-

tem, sheath folds may develop if stream lines are not parallel to the layering. If stream lines are parallel and rectilinear, sheath folds can result from kinematic amplification of initial deflections of the layers (Cobbold and Quinquis, 1980, model 1). If stream lines are not rectilinear, the layer can be folded even if planar (Fig. 3) (Cobbold and Quinquis, 1980, model 2 and this paper). Thus *the first condition for sheath folding is the existence of perturbations of the layering or of the flow pattern.*

(2) It is often considered that sheath folds are indicators of non-coaxial strain because they are often observed in shear zones. In fact, *sheath folds only indicate large strains* which can be coaxial or non-coaxial. We have noted before that the angle α is a direct function of the bulk principal stretch. Of course, it is acknowledged that shear deformation is, for compatibility reasons, one of the easiest ways to accumulate very large strains over wide areas. Note that Cobbold and Quinquis (1980) have obtained sheath folds in simple shear. In the

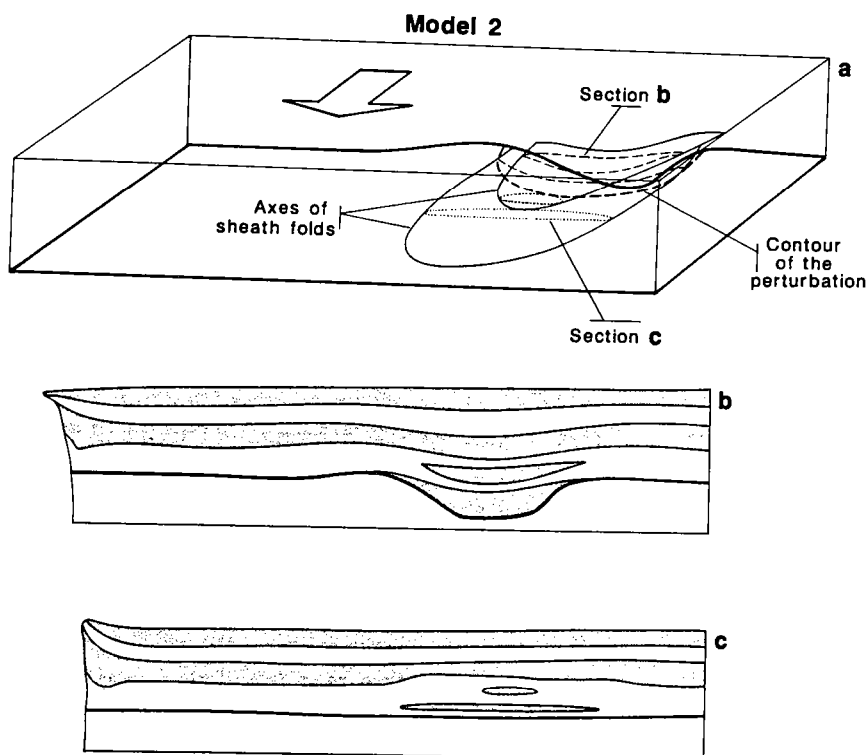


Fig. 4. Geometry of sheath fold in model 2. a. Three-dimensional diagram constructed from serial cross sections cut at regular intervals perpendicular to the flow direction. b and c. Two cross sections showing eyed-type contours of sheath folds (location on Fig. 4a).

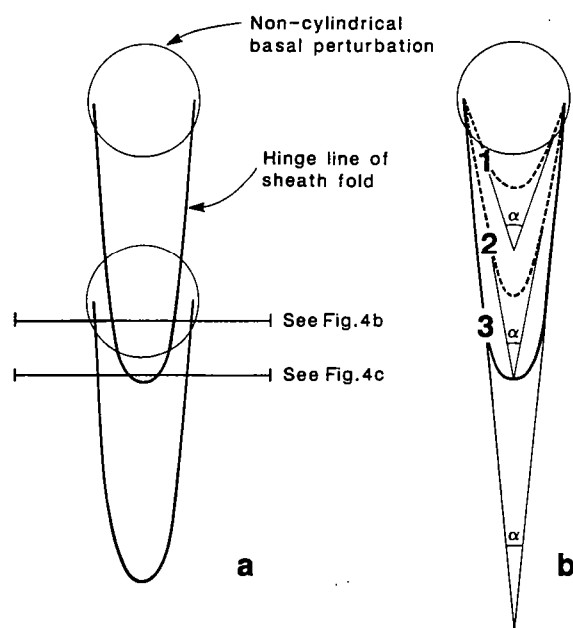


Fig. 5. View map showing the relationships between the hinge line curvature of sheath fold and the contour of the basal perturbation (cusps). a. Shape of hinge line for two neighbouring cusps. b. Progressive evolution of the fold hinge curvature. α is the acute angle between the two lateral arms of sheath fold which progressively decreases during deformation.

present experiments, sheath folds were produced by a combination of pure shear and simple shear.

(3) *The scale of a passive sheath fold is dependant on the scale of the initiating perturbation.* In the experiments, it is observed that the maximum width of the sheaths is controlled by the width of the perturbation measured perpendicular to the flow direction. In nature, small scale sheath folds are produced by small scale deflections of the layers. When large scale sheath folds are observed in thrust sheets (Coward, 1981; Van Den Driesche, 1986) large scale perturbations must have been present which can be, as in the experiments, irregularities in the basal sole topography. Consequently, large scale sheath folds may be used to detect the geometry of active boundaries or rheological heterogeneities in deformed systems.

Model 3. Viscosity contrast; cylindrical perturbations

The model 3 is very similar to model 1 except for the presence of two competent layers five

times more viscous than the matrix. Such a value is commonly observed or assumed in sedimentary and metamorphic rocks. The overall geometry of recumbent folds (Fig. 6) is fairly close to that of model 1 folds (Fig. 2). The observed differences are:

(1) Fold profiles are less of a similar type and less amplified.

(2) Incipient buckling of thinned competent layers occurred down stream from the hinges of major recumbent anticlines (Fig. 6a).

(3) A slight refolding of recumbent folds by upright folds occurs when folds formed at a first ridge pass over a second one producing type-3 interference patterns (Ramsay, 1967) (Fig. 6a).

(4) In the zones of wrench type shear near the side walls "en échelon" upright folds develop (Fig. 6c, d and e). They have irregular profiles, slightly overturned in the flow direction, and die out toward the center part of the slab. Fold axes make a 20–30° angle with the side walls and are almost parallel to the stretching direction in this area (Brun and Merle, 1985).

This experiment shows that a viscosity contrast of 5 doesn't prevent the development of recumbent folds over perturbations of the basal sole. Nevertheless model 3 folds are less amplified than those of model 1 suggesting that for highest viscosity contrast fold amplification will be more strongly inhibited.

The development of a second generation of folds by buckling is especially interesting. It demonstrates that mechanical effects due to viscosity contrasts can be responsible for the development of superimposed folding during a single progressive deformation (Brun and Choukroune, 1981). It is a common fact in nappes that early recumbent folds are refolded by upright folds whose axes are orthogonal to the direction of nappe displacement.

"En échelon" folding in the zones of wrench-type shear may be interpreted in terms of a transverse gradient of the flow rate, or of differential transport (Sanderson, 1982). Such folds can be observed in natural nappes at lateral tips or ramps (Rathey and Sanderson, 1982; Coward and Potts, 1983; Merle and Brun, 1984) and have been already described in experiments of wrenching (Odonne, 1981; Odonne and Vialon, 1983).

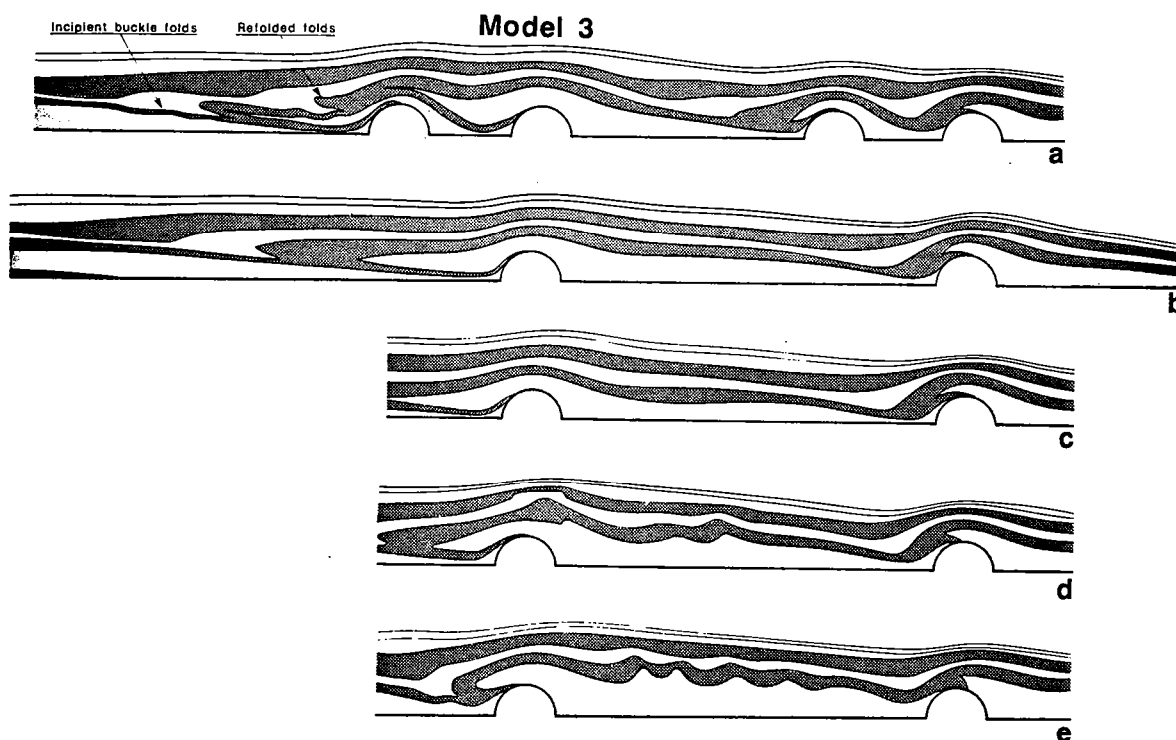


Fig. 6. Model 3. Cross sections in the flow direction. The two upper cross-sections show right (a) and left (b) sides of the slab. c, d and e. Cross sections from the lateral right wrenching zone show "en échelon" upright fold cut parallel to the flow direction. Note that cross sections are not orthogonal to fold axes.

Discussion

Irregularities of nappe basal sole as recumbent fold initiators

Recumbent folding associated with irregularities in bedrock topography has been described in natural analogues of nappes in ice caps, and glaciers (Hudleston, 1976, 1977) and salt glaciers (Talbot, 1979).

In the Parpaillon Nappe (French Alps), large scale recumbent folds are located over a depression of the Miocene erosion surface on which the second unit of this nappe is emplaced (Merle and Brun, 1984). Figure 7 shows two parallel cross sections separated by 12 km. The overall geometry of this structure can be compared with recumbent folds of models 1 and 3 (Figs. 2 and 6). The folds are strongly asymmetric and have flat lying axial planes. In the reversed limb, flysch units are thinned by penetrative deformation and normal faulting. The normal limb of the reversed anticline

is broken and thrust over the dark shales which occupied the core of the anticline. Small scale folds in the syncline hinge have an "en échelon" geometry. Small scale faults and folds demonstrate that the nappe material is neither viscous nor rheologically isotropic. Nevertheless, the comparison with viscous models seems to us reasonable as it can explain the location and large scale geometry of the structure. We can conclude as in model 3 that even if the material is mechanically unstable, recumbent folding can result from motion with unsteady stream lines.

Cylindricity of large scale recumbent folds

A second point of interest is the surprising cylindricity of large scale recumbent folds in the Parpaillon Nappe (Merle and Brun, 1984). The cross sections of Fig. 7 show the cylindrical character in the northwestern part of the second unit of the nappe. In fact, the axis of this fold can be traced over more than 40 km in the southwest-

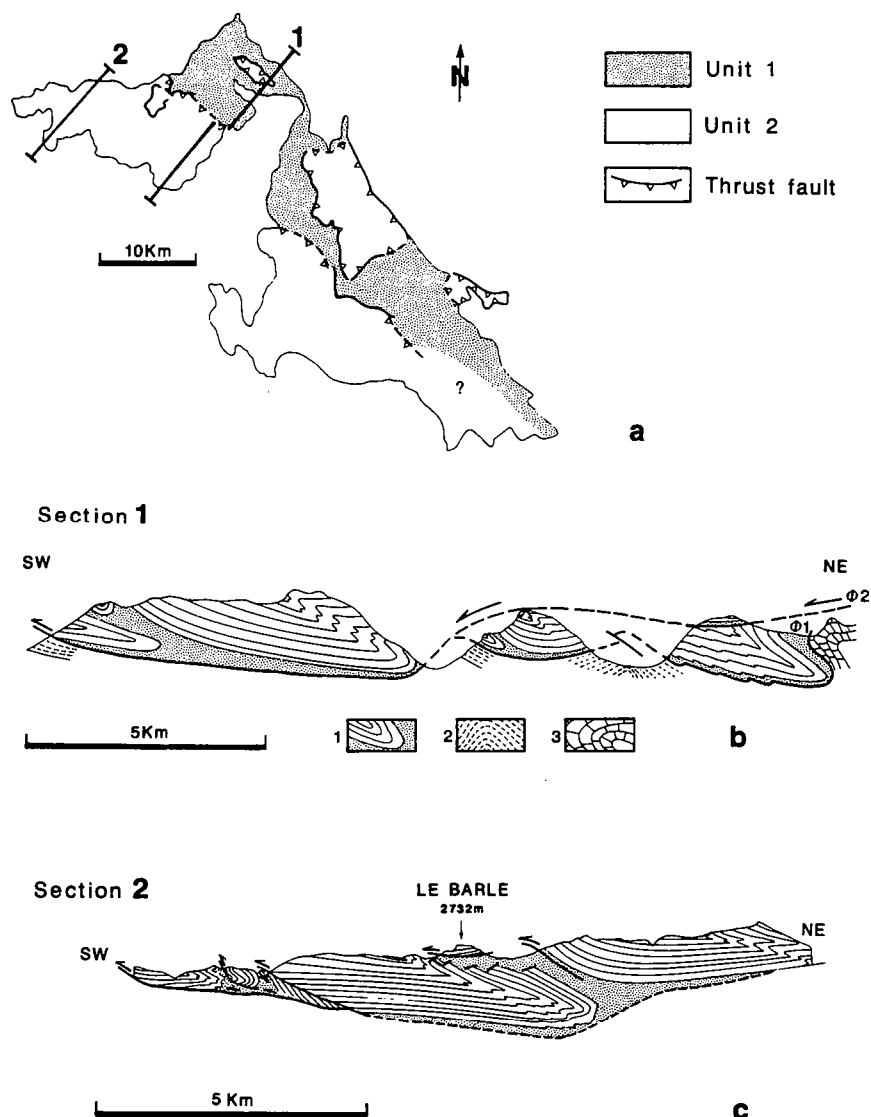


Fig. 7. Recumbent folds in the Parpaillon nappe. a. Simplified geological map showing the disposition of the two units in the Parpaillon nappe. b and c. Geological cross sections showing the location of major folds over depressions of the basal sole. 1 = carbonates of the Parpaillon nappe; 2 = parautochthonous unit, 3 = Briançonnais series. (After Merle, 1982, and Merle and Brun, 1984.)

ern part of the nappe unit. Experiments of large amplitude simple shear (value up to 12) have demonstrated that one of the parameters controlling fold cylindricity is the viscosity contrast between layers. Sheath folds develop quasi-spontaneously in models of homogeneous viscosity due to very slight imperfections in model construction, friction on lateral boundaries, and air bubbles at layer surface (Cobbold and Quinquis, 1980). As noted by these authors, in such models the forma-

tion of sheath folds is hard to avoid. Conversely, large simple shear experiments with models in which the viscosity contrast between layers and matrix is around 40 (Hugon, 1982; Hugon and Cobbold, 1980) produced cylindrical folds. The present experiments with models of homogeneous viscosity (models 1 and 2) show that boundary conditions are another important type of parameters. Cylindrical and non-cylindrical perturbations of the basal boundary produce respectively, cylin-

drical (model 1) and non-cylindrical (model 2) recumbent folds. Therefore the cylindricity of large scale recumbent folds in nappes can reflect the cylindricity of irregularities of the basal sole. This seems to us to be the case in the Parpaillon Nappe (Fig. 7b).

Refolding and "en echelon" folds in nappes

The nappe model used for the present experiments is not "a priori" favorable to layer buckling because deformations result from a combination of layer parallel shear (gliding) and layer parallel stretching (spreading). Nevertheless model 3 demonstrates that layer buckling arises at two particular sites during progressive deformation: downstream to the basal perturbations and in the lateral zones of wrenching type shear. Upright buckled folds were produced downstream from the perturbations in two forms: buckling of thinned layers at the front of recumbent folds and refolding of recumbent folds when passing a second perturbation. Downstream from a perturbation the flow is first accelerating then decelerating. In the zone of decelerating flow a parallel layer shortening induces buckling which generates upright new folds or refolds early recumbent folds. This is one process which continuously generates new folds or refolds early folds during nappe emplacement. Superposed structures are in this case a product of progressive deformation. Activation of the internal instability of the system is controlled by unsteady flow which itself is controlled by external boundary conditions. In the lateral zones of the model, a parallel layer shortening is created by the component of wrench type shear. Buckling is then possible which generates "en échelon" folds with axes oblique to the wrenching direction. Here again the folds are upright and can refold early recumbent folds.

All types of buckled folds observed in model 3 have low amplification due to the bulk thinning of the slab (layer parallel stretching). An important conclusion is that upright buckled folds in nappes do not prove necessarily a bulk layer parallel shortening. Using of upright folds as a proof of "pushing at the rear" must therefore be handled with care.

Conclusions

The three types of experiments presented in this paper lead to the following conclusions (Fig. 8).

(1) As predicted by Hudleston's mathematical model (1976, 1977, 1983) and observations from natural models (glaciers and ice caps—Hudleston, 1976, 1977; Hudleston and Hooke, 1980; salt glaciers—Talbot, 1979), large scale recumbent folds in nappes can result from a purely passive amplification process due to unsteady flow above topographic irregularities of the base.

(2) The cylindricity of large scale recumbent folds is a direct function of the cylindricity of the basal irregularities. Large scale non-cylindrical irregularities can be responsible for the development of large scale sheath folds.

(3) Under the same boundary conditions, systems with homogeneous rheological properties produce only cylindrical and non-cylindrical recumbent folds whereas systems with contrasting rheological properties produces recumbent folds, upright folds, coaxial refolding of recumbent folds and "en échelon" upright folds in zones of lateral shear. So it is demonstrated that fold variety in nappes can be attributable to rheological hetero-

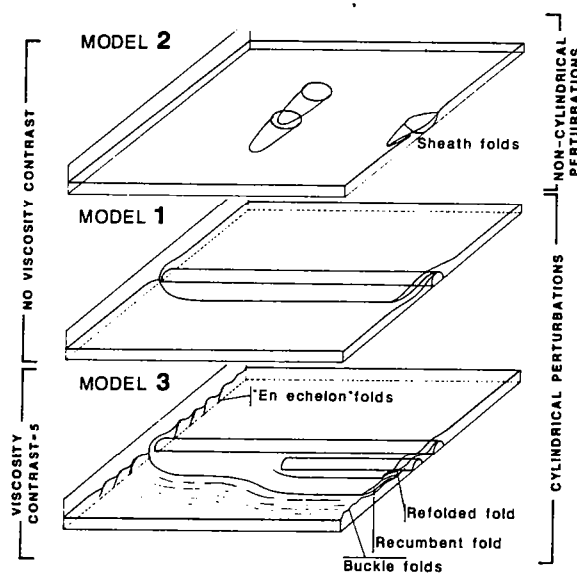


Fig. 8. Diagram summarizing input parameters and observed structures in models.

geneities and consequent mechanical effects and in other cases to local and/or changing boundary conditions.

(4) Recumbent, upright and coaxially refolded folds result from a unique progressive deformation. It is therefore suggested to carefully consider this possibility in natural nappes where it could be tempting to interpret such situations in terms of distinct phases of superposed deformation.

(5) Upright folds result from local layer parallel shortening in a system which is as a whole submitted to a layer parallel elongation. This fact suggests that using upright folds in nappes as a proof for a pushing at the rear must be handled with care.

These experimental results are directly relevant for gravity driven nappes, especially those which combine sliding and spreading. However, they can also be applied to a larger extent to all nappes in which the shear component dominates in the deformation.

Acknowledgements

This work was done during the winter 1981–1982. We are greatly indebted to our colleagues from the Laboratoire de Géologie Structurale of Rennes for comments, especially P. Choukroune and P.R. Cobbold. Financial support from the CAESS (CNRS) is acknowledged. Special thanks are due to J. Dyon for drafting the figures and R. Lammons for improving the English text.

References

- Berthé, D. and Brun, J.P., 1980. Evolution of folds during progressive shear in the South Armorican shear zone, France. *J. Struct. Geol.*, 2 (1/2): 127–133.
- Biot, M.A., 1961. Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 72: 1595–1620.
- Biot, M.A., 1965. *Mechanics of incremental deformations*. Wiley, New York, N.Y., 504 pp.
- Brun, J.P., 1977. Cumulative strain and boundary effects in the gravity flow of a viscous slab. *Tectonophysics*, 41: T7–T14.
- Brun, J.P. and Burg, J.P., 1982. Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: a corner effect during continental collision. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 61: 319–332.
- Brun, J.P. and Choukroune, P., 1981. Deformation progressive et structures crustales. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 23(3): 177–193.
- Brun, J.P. and Merle, O., 1985. Strain patterns in models of spreading gliding nappes. *Tectonics*, 4(7): 705–719.
- Cobbold, P.R. and Quinquis, H., 1980. Development of sheath folds in shear regimes. In: J. Carreras, P.R. Cobbold, J.G. Ramsay and S. White (Editors), *Shear Zones in Rocks*. *J. Struct. Geol.*, 2 (1/2): 119–126.
- Cobbold, P.R., Cosgrove, J.W. and Summers, J.M., 1971. Development of internal structures in deformed anisotropic rocks. *Tectonophysics*, 17: 23–53.
- Coward, M.P., 1981. Pan African gneiss dome: diapirs and sheath folds (abstr). In: M.P. Coward (Editor), *Diapirism and Gravity Tectonics: report of a tectonic studies group*. Conference held at Leeds Univ., 1980. *J. Struct. Geol.*, 3: 91.
- Coward, M.P. and Kim, J.H., 1981. Strain within thrust sheets. In: K.R. McClay and N.S. Price (Editors), *Thrust and Nappe Tectonics*. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 9: 275–292.
- Coward, M.P. and Potts, G.J., 1983. Complex strain patterns developed at the frontal and lateral tips to shear zones and thrust zones. *J. Struct. Geol.*, 5 (3/4): 383–399.
- Donath, F.A. and Parker, R.B., 1964. Folds and folding. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 75: 45–62.
- Hudleston, P.J., 1976. Recumbent folding in the base of the Barnes ice cap, Baffin Island, northwest Territories, Canada. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87: 1684–1692.
- Hudleston, P.J., 1977. Similar folds, recumbent folds and gravity tectonics in ice and rocks. *J. Geol.*, 85: 113–122.
- Hudleston, P.J., 1983. Strain patterns in ice cap and implications for strain variations in shear zones. *J. Struct. Geol.*, 5 (3/4): 455–463.
- Hudleston, P.J. and Hooke, R., 1980. Cumulative deformation in the Barnes ice cap and implications for the development of foliation. In: W.H. Schwerdtner, P.J. Hudleston and H.M. Dixon (Editor), *Analytical Studies in Structural Geology*. *Tectonophysics*, 66: 127–146.
- Hugon, H., 1982. Structure et déformation du Massif de Rocroi (Ardennes), approche géométrique quantitative et expérimentale. Thèse, 3e cycle, Rennes, 98 pp.
- Hugon, H. and Cobbold, P., 1980. Déformation expérimentale par cisaillement simple effets mécaniques résultant d'un contraste rhéologique en couche et matrice. 8e Réunion. *An. Sci. Terre, Marseille*, p. 186.
- Johnson, A.M., 1977. *Styles of Folding*. Elsevier, Amsterdam, 406 pp.
- Merle, O., 1982. Cinématique et déformation de la nappe du Parpaillon (flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais–Ubaye, Alpes occidentales). Thèse, 3e cycle, Rennes, 147 pp.
- Merle, O., 1986. Patterns of stretch trajectories and strain rates within spreading-gliding nappes. *Tectonophysics*, 124(3/4): 211–222.
- Merle, O. and Brun, J.P., 1984. The curved translation path of the Parpaillon nappe (French Alps). *J. Struct. Geol.*, 6(6): 711–719.

- Odonne, F., 1981. Modélisation analogique du plissement lié à un décrochement de socle. Aspects expérimentaux et naturels d'une relation socle couverture. Thèse, 3e cycle, Grenoble, 146 pp.
- Odonne, F. and Vialon, P., 1983. Analogue models of folds above a wrench fault. *Tectonophysics*, 99: 31-46.
- Quinquis, H., Audren, C., Brun, J.P. and Cobbold, P.R., 1978. Intense progressive shear in Ile de Groix blueschists and compatibility with subduction or obduction. *Nature*, 273 (5657): 43-45.
- Ramberg, H., 1961. Contact strain and folding instability of a multilayered body under compression. *Geol. Rundsch.*, 51: 405-439.
- Ramsay, J.G., 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, New York, N.Y., 568 pp.
- Ramsay, J.G., Casey, M. and Kligfield, R., 1983. Role of shear in development of the Helvetic fold-thrust belt of Switzerland. *Geology*, 11: 439-442.
- Rathey, P.R. and Sanderson, D.J., 1982. Patterns of folding within nappes and thrust sheets: example from the Variscan of Southwest England. *Tectonophysics*, 88(3/4): 247-267.
- Sanderson, D.J., 1973. The development of fold axes oblique to the regional trend. *Tectonophysics*, 16: 55-70.
- Sanderson, D.J., 1982. Models of strain variation in nappes and thrust sheets: a review. *Tectonophysics*, 88(3/4): 201-233.
- Skjerna, L., 1980. Rotation and deformation of randomly oriented planar and linear structures in progressive simple shear. *J. Struct. Geol.*, 2: 101-109.
- Talbot, C.J., 1979. Folds strains in a glacier of salt in Southern Iran. *J. Struct. Geol.*, 1(1): 5-18.
- Van den Driessche, J., 1983. Déformation progressive, linéations transverses et modèle alpin. L'exemple du complexe métamorphique du Shuswap. Thèse 3e cycle, Montpellier, 160 pp.
- Van den Driessche, J., 1986. Cinématique de la déformation ductile dans la cordillère canadienne: relations chevauchements-décrochements. *Bull. Soc. Géol. Fr., Sér. II*, 6: 911-920.

ANNEXE 7

Publié avec l'aimable autorisation de
Pergamon Journals Ltd.

The curved translation path of the Parpaillon Nappe (French Alps)

O. MERLE and J. P. BRUN*

Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles (CNRS) Université de Rennes, 35042 Rennes Cedex, France

(Received 11 July 1983; accepted in revised form 19 January 1984)

Abstract—The Parpaillon Nappe is one of the two Helminthoid Flysch nappes emplaced on the external Dauphinois zone of the Western Alps. A structural analysis of the nappe is presented. Two superposed deformations *D1* and *D2* are described, that are mainly characterized by large-scale recumbent folds whose axes are quasi-orthogonal: NE–SW for *D1* and NW–SE for *D2*. Their vergence is northwestward for *D1* and southwestward for *D2*. During the *D2* deformation, the nappe was separated into two units, one of these being thrust over the other. An analysis of incremental strain using quartz and calcite fibre growth indicates that *D2* follows *D1* without discontinuity. Therefore the superposition of *D1* and *D2* structures is interpreted as a progressive deformation instead of two distinct phases of deformation. The emplacement of the nappe is discussed under two aspects, the relations between displacement and strain and the role of gravity. It is concluded that the translation has been twofold, first towards the NW and then towards the SW, and that the displacement result essentially from gravity forces. Kinematic implications for the Alpine collision are suggested.

INTRODUCTION

THE PARPAILLON Nappe is one of the two large 'Helminthoid Flysch' nappes emplaced on the Dauphinois zone between the Pelvoux and Argentera crystalline massifs in the French Alps (Fig. 1). A geological map based on detailed stratigraphy and analysis of large-scale structures has been previously provided by Kerckhove (1969). More recently, an analysis of large- and small-scale structures has shown that two superposed deformation events are represented in the nappe (Merle & Brun 1981) and a sequential emplacement model has been proposed (Merle 1982a).

The purpose of this paper is (a) to examine the relationship between the superposed structures and progressive deformation as a consequence of a curved translation of the Parpaillon Nappe towards the NW during the Oligocene and towards the SW during the Miocene and (b) to discuss the role of gravity. We first describe the geometry of *D1* and *D2* structures at the scale of the nappe. Secondly, an analysis of quartz and calcite fibres in veins and pressure shadows is presented. Lastly, the discussion is devoted to the relations between strain and the nappe translation, and to the role of gravity.

GEOLOGICAL SETTING

Several nappes have been preserved in the depression between the Pelvoux and Argentera crystalline massifs (Fig. 1). In this area, a thick Mesozoic and Cenozoic sedimentary cover (about 7 km) is deposited over the basement. The last member of the pile constitutes the

nummulitic formations deposited during the late-Eocene generalized transgression. This thick cover has undergone one and locally two deformations before the emplacement of the nappes. The allochthonous material may be separated into three principal nappes and two superposed structural units.

The lower structural unit is constituted by the sub-Briançonnais nappes and the Autapie Helminthoid Flysch nappe. The sub-Briançonnais nappes display a very complex arrangement of numerous slices (Kerckhove 1969, Maury & Ricou 1983). Their facies range from Upper Triassic to Upper Eocene. The Autapie nappe exhibits characteristic Helminthoid calcareous facies and shows much evidence for subaqueous

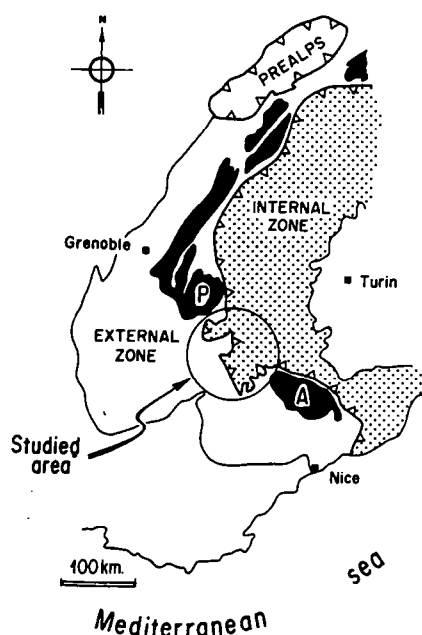


Fig. 1. Location of the studied area. Crystalline massifs shown in black; P, Pelvoux and A, Argentera.

*Present address: Département des Sciences Physiques de la Terre, Université de Paris VII, 2 place Jussieu, 75221 Paris Cedex 05, France.

emplacement (Kerckhove 1969). The sub-Briançonnais nappes and the Autapie nappe were folded together during the late Oligocene phase. Their emplacement in the Embrunais-Ubaye area is thought to take place during the early Oligocene.

The upper structural unit is the largest Helminthoid Flysch nappe called the Parpaillon Nappe. The stratigraphy of this Upper Cretaceous flysch is well-known (Latreille 1961, Kerckhove 1969) and constitutes a thin (50–100 m) dark shale layer at the base overlain by 1000–2000 m of typical Helminthoid limestones. In the Embrunais area, a detritic sandstone layer is transitional between these two facies. The Parpaillon Nappe lies on an erosional surface which cross-cuts the Oligocene structures of the Digne thrust sheet. Consequently, the final emplacement of the Parpaillon Nappe in Embrunais-Ubaye probably occurred during the early Miocene (Kerckhove 1969). The 'Helminthoid Flysch' sequences of the Autapie and Parpaillon nappes were deposited in the Ligurian Ocean at the end of Cretaceous time. Their Eocene tectonic history was unknown before this study.

METHOD OF STRUCTURAL ANALYSIS

Results presented here have been obtained from a simultaneous use of the following.

- (1) Geological and structural mapping.
- (2) Construction of a series of balanced cross sections (Hossack 1979).
- (3) Estimation of horizontal shortening variations from balanced cross sections. Different methods have been used (Elliott 1977, Hossack 1979) and the results compared (Merle 1982b).
- (4) Incremental strain variations from calcite and quartz fibres in pressure-shadows around rigid objects and in veins (Durney & Ramsay 1973).
- (5) Estimation of the shape of finite strain ellipsoids from shape ratios of pressure shadows around rigid objects (Choukroune 1971). Unfortunately, it has not been possible to determine more precisely the geometrical parameters of finite strain ellipsoids.
- (6) Determination of finite shear sense from small-scale structures (Choukroune & Lagarde 1977, Lagarde 1978, Berthé *et al.* 1979).
- (7) Analysis of minor fold shapes (dip isogons and layer thickness–dip variations, Ramsay 1967).

Detailed results are given in Merle (1982b) whose main conclusions are summarized in the following sections. The kinematic analysis has been coupled with small-scale experiments concerning nappe emplacement (Brun & Merle 1982) whose detailed results will be published elsewhere.

SUPERPOSED STRUCTURES

Two superposed folding events $F1$ and $F2$ with ortho-

gonal axial directions have been demonstrated in the Parpaillon Nappe (Merle & Brun 1981). Each event is characterized by a pressure-solution cleavage, a stretching lineation and recumbent folds. Their superposition may be observed in many places by $F1$ – $F2$ fold interference patterns and deformation of $S1$ cleavage and $L1$ lineation by $F2$ folds. Geometrical features of these two deformations show remarkably regular orientations at the scale of the nappe (Fig. 2).

The $D1$ deformation

The early deformation event, $D1$, is characterized by isoclinal recumbent folds overturned towards the NW with a mean axial trend $N50^\circ E$. Major and minor folds are relatively scarce and have been observed only at the base of the nappe. They are similar (class 2, Ramsay 1967), and the associated axial-plane cleavage appears at most places parallel to the stratification. The stretching lineations observed on the cleavage plane have a mean direction $N140^\circ E$, orthogonal to the fold axes (Fig. 2a). Geometrical analysis of syntectonic quartz–calcite veins, deformed sedimentary structures and shapes of pressure shadows (Choukroune 1971) around detrital quartz grains (see next section) demonstrate that finite strain ellipsoids are of the flattening type ($0 < k < 1$, where $k = (X/Y - 1)/(Y/Z - 1)$ and $X \geq Y \geq Z$ are the principal axes of the strain ellipsoid). Discrete slip toward the NW along the stratification and the $S1$ cleavage are demonstrated by relative displacement of veins, step structures and quartz–calcite fibre growths on the activated discontinuities.

The $D2$ deformation

The $D2$ deformation is the most obvious in the landscape. It is characterized by large and numerous large-scale recumbent folds with a SW vergence, and a mean axial trend $N140^\circ E$. All stratigraphic units and $S1$ cleavage are deformed by the $F2$ folds. An $S2$ cleavage, showing a fan disposition, is generally observed in the hinges but not always in the limbs where the $S1$ cleavage is often completely preserved. Because of the very heterogeneous deformation, where no $S1$ cleavage has been developed, the $S2$ cleavage is locally the only cleavage observed. The associated stretching lineation has a mean trend $N50^\circ E$ (Fig. 2b). The detail description of the $D2$ structures is best achieved by separating the nappe into two units (Merle 1982a, b).

(A) *Unit 1*. The first unit constitutes the eastern part of the nappe (Fig. 3a). It is, as a whole, a large syncline overturned towards the SW and bounded eastward by the thrusts Briançonnais series. The following facts must be accounted for.

- (1) Unit 1 is folded with its substrata (Fig. 3b).
- (2) The deformation intensity decreases as one goes from the Briançonnais thrust to the west (Fig. 3c).
- (3) The deformation intensity is at a maximum just

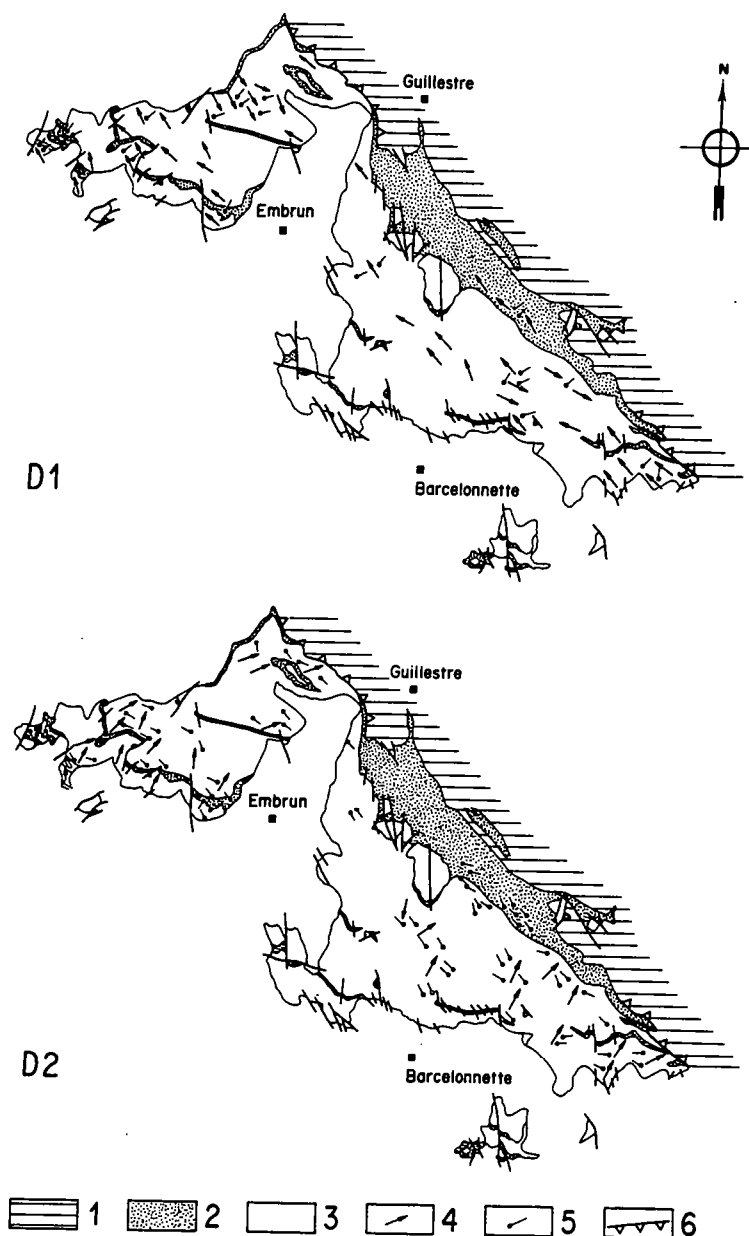


Fig. 2. Structural maps of the Parpaillon Nappe: upper map is *D1* data and lower map *D2*. 1, Briançonnais Series; 2, basal layer (dark shales); 3, Calcareous flysch (Helminthoid Flysch s.s.); 4, stretching lineations; 5, fold axes and 6, Briançonnais thrust.

under the Briançonnais thrust where it is accompanied by a low-grade metamorphism (Tricart 1980).

The *D2* deformation in unit 1 is clearly related to the Briançonnais thrusting and therefore can be dated as late-Oligocene. In the northern part, a slice separated from the rest of unit 1 by thrust faults is not affected by the *D2* deformation and indicates a northward thrusting onto sedimentary cover of the Pelvoux Massif (Fig. 1) during the *D1* deformation.

(B) *Unit 2*. Unit 2 extends to the west of unit 1 (Fig. 3a). The base of this unit is a Miocene erosional surface cross-cutting Oligocene structures (Kerckhove 1969). The *D2* deformation in unit 2 therefore appears to be later than in unit 1. In this unit, the horizontal shortening increases towards the front (Fig. 3c), and major *F2* folds are located in depressions of the Miocene erosion surface and at the front (Fig. 3b).

Unit 1–Unit 2 relationships

The contact between the two units has not been observed in the field. Nevertheless, because in the two units, (a) the sense of horizontal shortening variation is inverse, (b) the timing of *D2* deformation is slightly different (Oligocene in unit 1 and Miocene in unit 2) and (c) horizontal klippen over unit 1 (Figs. 3a & b) are associated with an intense deformation of the top part of unit 1, as demonstrated by strongly developed cleavage and large-scale sheath folds, we deduced (Merle 1982a) that unit 2 has slid over unit 1 (Fig. 4).

The analysis of structures and fabrics (Merle 1982b) shows that *D2* deformation corresponds to a dominant shearing more or less parallel to the layering. At the upper levels of the nappe, the resulting strain is of plane strain type ($k \approx 1$). At the base, pressure shadows

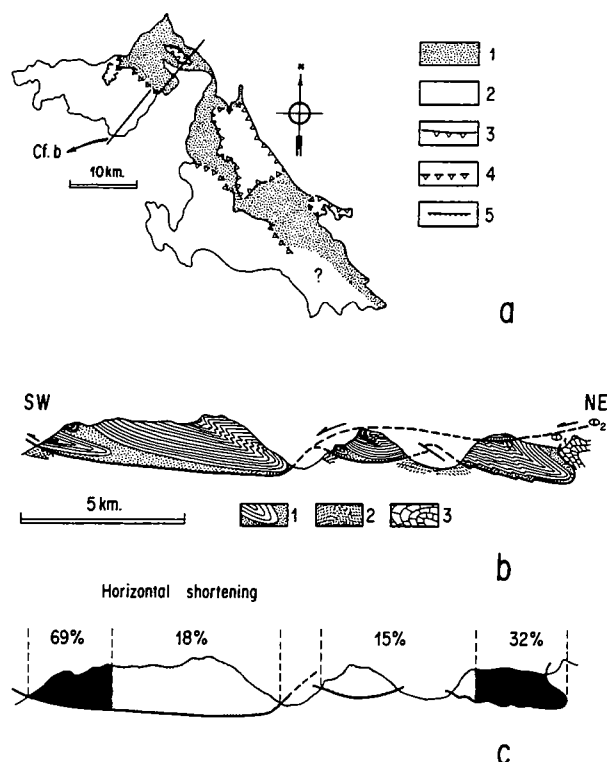


Fig. 3. Structure of the Parpaillon Nappe. (a) Contours of the two units. 1, unit 1; 2, unit 2; 3, observed thrust planes; 4, inferred thrust planes and 5, late thrusts. (b) Geological cross-section; see location in (a). 1, Helminthoid Flysch; 2, sub-Briançonnais Series and 3, Briançonnais Series. (c). Variations of the horizontal shortening along the cross section in (b). From balanced cross sections (Merle 1982).

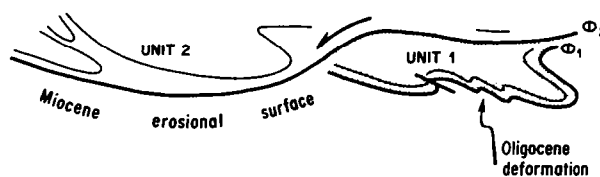


Fig. 4. Sketch illustrating the sliding of unit 2 over unit 1.

around competent clasts and minerals demonstrate a weak extension in the Y direction ($1 < k < 0$).

INCREMENTAL STRAIN

The dominant physical process during $D1$ and $D2$ deformation events was pressure-solution (Durney 1972). Diffusion of quartz and calcite grains associated with seams of residual insoluble minerals (micas) and by fibrous recrystallization of quartz and calcite in numerous veins and pressure-shadows. Estimated temperatures range from 200 to 300°C.

Sequence of veins

Numerous veins filled by calcite fibres were formed during $D1$ and $D2$ deformation. Despite the flattening-type ellipsoid during the $D1$ deformation, vein orienta-

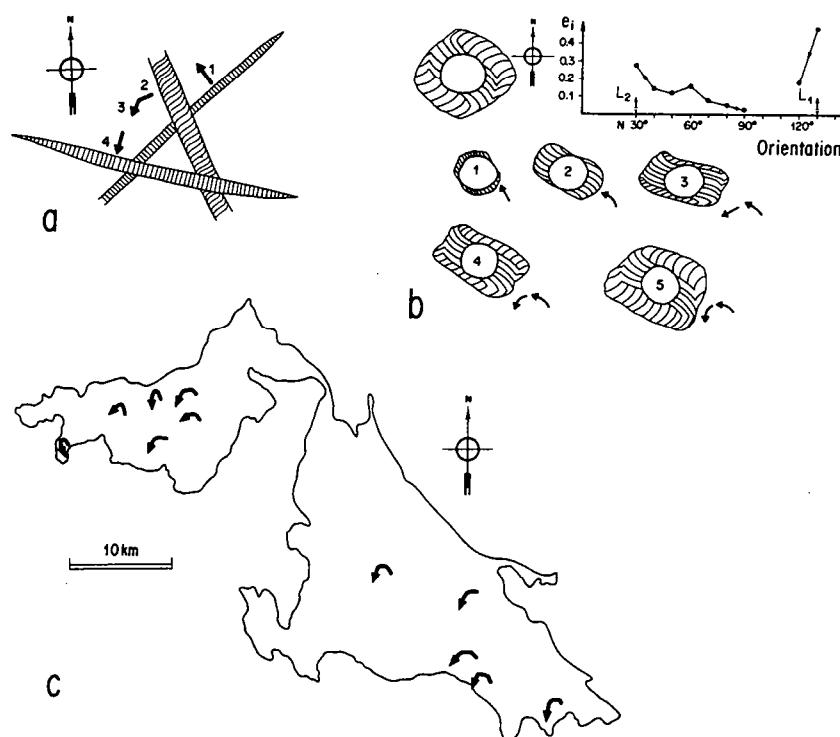


Fig. 5. Incremental strain in unit 2. (a) Progressive sequence of veins indicative of an anticlockwise rotation in the Helminthoid Flysch (SE part of the nappe). (b) Fibrous calcite in pressure shadow zones of spider type around a quartz grain in the basal layers of the Helminthoid Flysch. 1-5 illustrate the progressive evolution of the pressure-shadow. The upper-right diagram shows the variation of incremental extension (e_i) estimated from the fibre lengths as a function of the orientation. The two e_i maxima correspond with the $L1$ and $L2$ stretching lineations. (c) Map of incremental strain data. This Incremental Strain Study has been made in the XY plane.

The curved translation path of the Parpaillon Nappe

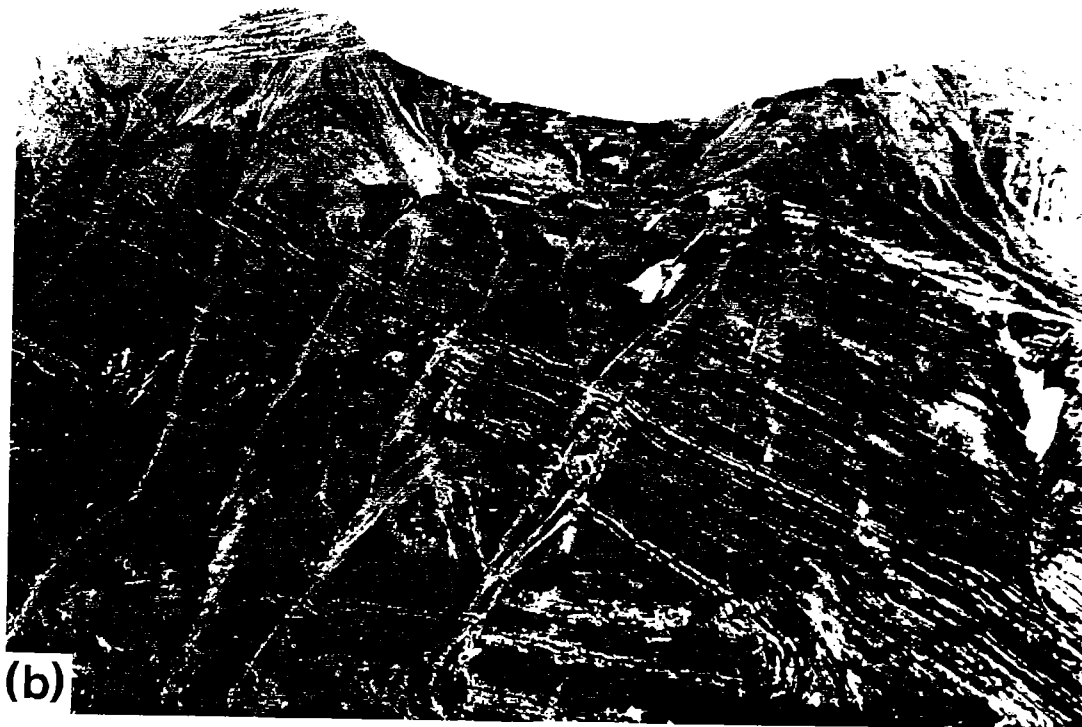


Fig. 6. (a) 'Spider' pressure shadow around a quartz grain. (b) Large-scale F_2 fold in unit 2. The cliff height is about 1000 m. Layered rocks around the syncline are mostly Helminthoid Flysch. The upper unstratified part of the overturned limb consists of dark shales of the basal layer. Note the tectonic unconformity of the basal sandstone layer in the anticline normal limb at the top left.

tions and cross-cutting relationships in unit 2 are very clear and show a continuous evolution of the stretching history. The first veins to appear imply a stretching direction $N140^{\circ}E$, parallel to the $L1$ stretching lineation (Fig. 2a) and the late veins a stretching direction $N50^{\circ}E$ parallel to the $L2$ stretching direction (Fig. 2b). Intermediate veins show a more or less continuous left-hand rotation (Fig. 5a). When fibres in the veins are sigmoidal, the growth sense of crystal fibres (generally antiaxial, Durney & Ramsay 1973) is in a good agreement with the left-hand rotation.

Pressure shadows

Analysis of pressure shadows at the base of unit 2 allows us to state more precisely the stretching history. At some places where only one cleavage exists, peculiar 'spider' pressure shadows (Figs. 5b and 6a), constituted by calcite fibres around quartz crystals, give an almost complete pattern of the incremental strain evolution. The so-called spider pressure shadows are in fact two superposed pressure shadows where calcite fibres have an antiaxial growth sense. Analysis of incremental stretching was done using the 'pyrite method' (Durney & Ramsay 1973). The diagrams (Fig. 5) show two maxima corresponding with $L1$ and $L2$ stretching lineation directions (Fig. 2), the left-hand rotation displayed with a weaker intensity and a gap (about 30°) between $N120^{\circ}E$ and $N90^{\circ}E$. Rotation and relative magnitude of strain increments have been measured at eleven places in unit 2 (Fig. 5c). Within the limit of the measurement accuracy, it can be concluded that (a) the left hand rotation is represented at the scale of the nappe (unit 2) and is not due to local effects and (b) the apparently distinct $D1$ – $D2$ deformation events result from a progressive evolution.

THE EMPLACEMENT

Translation and strain

Arguments have been given which demonstrate a relative continuity between $D1$ and $D2$ incremental strains in unit 2 even if remaining structures are clearly superimposed. The relations between the translation of the nappe and the observed strains can be derived from the progressive character of superposed deformations and the evolution into two units during the $D2$ event. On one hand, we note that unit 1 emplaced on the nummulitic sedimentary cover of the Pelvoux Massif is free of $D2$ deformation in its most external part and strongly refolded with its substratum in the east. On the other hand, $D1$ and $D2$ strain increments are quasi-continuous in unit 2. Therefore, we conclude that the $D2$ deformation in unit 2 is strictly associated with its translation over the unit 1 and emplacement in Embrunais–Ubaye.

Because $F2$ folds axes are orthogonal to the $L2$ stretching lineation, $F2$ major folds are controlled by

topographic irregularities of the sole and overturned towards the SW, $L2$ stretching lineations are parallel to the late strain increments, and axes of small-scale $F2$ folds are reoriented into the stretching direction (i.e. sheath folds) at the base of the nappe, we conclude that the $D2$ deformation in unit 2 is characterized by a strong component of horizontal shear associated with a south-westward translation.

For the $D1$ deformation, we find again $F1$ fold axes orthogonal to the NW stretching lineation, small-scale sheath folds at the base of the nappe, major $F1$ folds overturned towards the NW and discrete slips towards the NW along the bedding and the $S1$ cleavage.

Because $D1$ and $D2$ strain increments follow continuously in unit 2 and because a part of the unit 1 is thrust northwestward onto the Pelvoux Massif, we deduce that the $D1$ deformation in the whole nappe results from a northwestward translation.

We argue that strain increments (Fig. 5b) are probably proportional in magnitude and direction to the inferred translations so that the displacement history of the nappe is essentially twofold: firstly toward the NW and secondly toward the SW (Figs. 7 and 8).

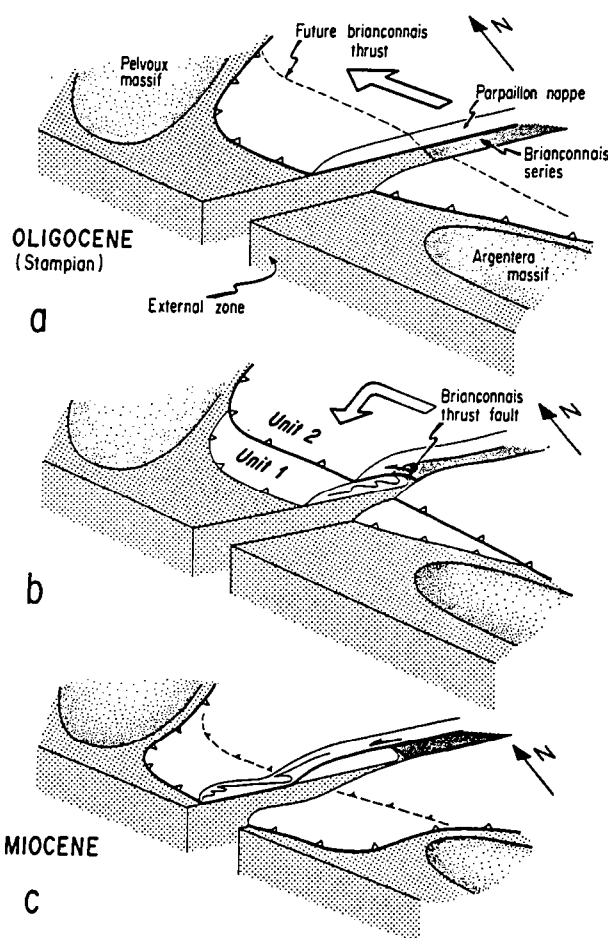


Fig. 7. Cartoon illustrating the kinematic history of the Parpaillon Nappe. (a) Early northwestward translation and emplacement of the whole nappe. (b) Briançonnais thrusting toward the southwest inducing a separation of the nappe in two units. (c) Sliding of unit 2 over unit 1, and late emplacement in Embrunais–Ubaye.

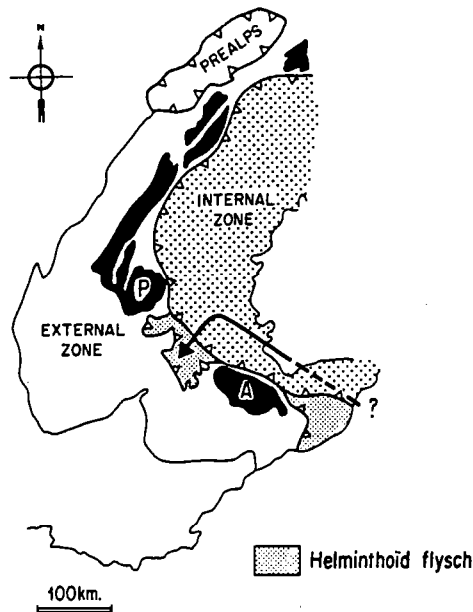


Fig. 8. Location of Ligurian (SE) and Embrunais-Ubaye Helminthoid Flysch in the Western Alps, see Fig. 1. The arrow indicates the inferred translation of the Parpaillon Nappe.

The role of gravity

A first discussion of the role of gravity in the emplacement of the Parpaillon Nappe was given by Kerckhove (1969) and Debelmas & Kerckhove (1973). Their arguments were: (a) that the location of the nappe was in a geologic depression that seems to have acted as a trap for many nappes (Parpaillon, Autapie and sub-Briançonnais nappes) during Tertiary times; (b) the folds of the nappe are truncated at the base and (c) large outcrops of the basal layer at the rear (Fig. 2) can be interpreted as a diverticulation phenomenon. They proposed a gravitational gliding model for the emplacement of the nappe in the Embrunais-Ubaye area. Our structural analysis provides new evidence for this hypothesis.

The increase of the horizontal shortening toward the front of unit 2 (Fig. 3c) is a strong argument in favour of gravity emplacement of this unit in the Embrunais area.

In addition, the large recumbent *F2* folds are located at the front and in the topographic depressions of the Miocene erosion surface. These folds result from passive folding due to shear-flow perturbations over basal boundary irregularities (Hudleston 1977). Their similar or sub-similar geometry and recumbent attitude is due to high shear strains (Hudleston 1977, Cobbold & Quinquis 1980). Even if they are not specifically related to gravity induced deformations (e.g. Cobbold & Quinquis 1980), their control by the actual topography of the Miocene erosion surface is relevant to the role of gravity.

The *D1* deformation is characterized everywhere in the nappe by a flat lying cleavage parallel to the stratification and by flattening-type strain ellipsoids resulting from coaxial strain. We deduce a component of gravity spreading (Elliott 1976) in the early deformation and motion. But the total inferred translation from the Ligu-

rean ocean (~200 km) cannot be achieved by spreading alone. Nevertheless, we believe that a component of rigid body gliding must be taken into account for the northwestward emplacement because the very large surface (3600 km²) and very thin thickness (actually 1000 m) of the nappe cannot mechanically allow an emplacement by a push from the rear.

The Parpaillon Nappe in the Western Alps

The inferred translation of the Parpaillon Nappe indicates a northward motion during the Eocene. This interpretation is consistent with palaeogeographical studies (Haccard *et al.* 1972, Kerckhove 1980) that locate the sedimentation area of the Helminthoid Flysch in the Ligurean ocean. Moreover, this could be correlated with the early N-S compression during the Eocene (Lemoine 1972, Caby 1973, Gratier *et al.* 1973, Vialon 1974, Subieta 1977, Siddans 1979, Gourlay 1982), well known in the external domain of French Alps. Our study seems to indicate, as suggested before by Caby (1973), that a N-S shortening occurred at the same time in the most superficial formations of the internal domain (Fig. 8). An alternative hypothesis to obtain large northwards translation is to make sinistral strike slip displacement along N-S faults (Ricou 1980, Ricou & Siddans in press). But, for the Parpaillon Nappe, the close relation between strain and displacement seems to indicate a tangential translation during N-S compression, although this is not inconsistent with major sinistral strike slip at the same time.

We conclude that the Helminthoid Flysch nappes are superficial and gravity driven. Nevertheless, we suggest that the strong variation in the translation first northwestward and second southwestward may have a deep significance in the kinematics of the Alpine collision.

CONCLUSIONS

Our main conclusions are the following.

- (1) The Parpaillon Nappe is a clear example of a superposed structure resulting from a progressive deformation.
- (2) The two deformation events are associated with a twofold translation; firstly NW and secondly SW.
- (3) The finite strain pattern and the incremental strain history favour a gravity interpretation for nappe emplacement.
- (4) The tectonic history of the Parpaillon Nappe provides a new argument for a generalized N-S compression in the Western Alps during the Eocene followed by a E-W compression during the late Oligocene and the Miocene.

Acknowledgements—We are indebted to our colleagues of the 'Laboratoire de Géologie Structurale' of the Rennes University (CNRS LP N° 04661) principally Pierre Choukroune, Peter Cobbold,

Denis Gapais and Lyal Harris. Their comments and suggestions have been very useful at different steps of the work. Thanks are also due to Sue Treagus and the two anonymous referees.

REFERENCES

- Berthé, D., Choukroune, P. & Jegouzo, P. 1979. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican shear zone. *J. Struct. Geol.* **1**, 31–42.
- Brun, J. P. & Merle, O. 1982. La Nappe du Parpaillon (Flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais–Ubaye): II. Mécanismes de mise en place. 9e Réun. Ann. Sci. Terre, Jussieu (Paris), 98.
- Caby, R. 1973. Les Plis transversaux dans les Alpes Occidentales: implication pour la genèse de la chaîne alpine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7 Ser. **15**, 624–634.
- Choukroune, P. 1971. Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation avec schistosité grâce aux cristallisations syn-cinématiques dans les 'zones abritées' ('pressure shadows'). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7 Ser. **13**, 3–4, 257–271.
- Choukroune, P. & Lagarde, J. L. 1977. Plan de schistosité et déformation rotationnelle: l'exemple du gneiss de Champtoceaux. *C. r. heb. Séanc. Acad. Sci., Paris* **284**, 2331–2334.
- Cobbold, P. R. & Quinquis, H. 1980. Development of sheath folds in shear regimes. *J. Struct. Geol.* **2**, 119–126.
- Debelmas, J. & Kerckhove, C. 1973. Large gravity nappes in the French–Italian and French–Swiss Alps. In: *Gravity and Tectonics* (edited by De Jong, K. & Scholten, R.). Wiley, New York, 189–200.
- Durney, D. W. 1972. Solution transfer, an important geological deformation mechanism. *Nature, Lond.* **235**, 315–317.
- Durney, D. W. & Ramsay, J. G. 1973. Incremental strains measured by syntectonic crystal growths. In: *Gravity and Tectonics* (edited by De Jong, K. & Scholten, R.). Wiley, New York, 67–96.
- Elliott, D. 1976. The motion of thrust sheets. *J. geophys. Res.* **81**, 949–963.
- Elliott, D. 1977. Some aspects of the geometry and mechanics of thrust belts. Part I, 8th Annual Seminar Can. Soc. Petrol. Geol., University of Calgary.
- Gourlay, P. 1982. La déformation dans le couloir du Bonnant entre Mont-Blanc et Belledonne (Alpes françaises). *C. r. heb. Séanc. Acad. Sci., Paris* **294**, 1291–1294.
- Gratier, J. P., Lejeune, B. & Vergne, J. L. 1973. Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, Grandes Rousses et Pelvoux. Thèse 3e cycle, Grenoble.
- Haccard, D., Lorenz, C. & Grandjacquet, C. 1972. Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes–Apennins. *Mém. Soc. géol. Fr.* **11**, 309–341.
- Hossack, J. R. 1979. The use of balanced cross sections in the calculation of orogenic contraction: a review. *J. geol. Soc. Lond.* **136**, 705–711.
- Hudleston, P. J. 1977. Similar folds, recumbent folds and gravity tectonics in ice and rocks. *J. Geol.* **85**, 113–122.
- Kerckhove, C. 1969. La zone du flysch dans les nappes de l'Embrunais–Ubaye. *Géol. Alpine* **45**, 5–204.
- Kerckhove, C. 1980. Panorama des séries synorogéniques des Alpes Occidentales. In: *Evolutions Géologiques de la France* (edited by Autran, A. & Dercourt, J.). 26e Congrès Géol. Intern., colloque C7, *Mém. Bur. Rech. géol. min. Fr.* **107**, 241.
- Lagarde, J. L. 1978. La déformation des roches dans les zones à schistosité sub-horizontale. Thèse 3e cycle, Rennes.
- Latreille, M. 1961. Les nappes de l'Embrunais entre Durande et Haut-Drac. Thèse, Grenoble, 1958. *Mém. Serv. Carte géol. dét. Fr.*
- Lemoine, M. 1972. Rythme et modalités des plissements superposés dans les chaînes sub-alpines méridionales des Alpes Occidentales Françaises. *Geol. Rdsch.* **61**, 975–1010.
- Maury, P. & Ricou, L. E. 1983. Le décrochement subbriançonnais: une nouvelle interprétation de la limite interne-externe des Alpes franco-italiennes. *Revue Géogr. phys. Géol. dyn.* **24**, 3–22.
- Merle, O. 1982a. Mise en place séquentielle de la Nappe de Parpaillon (Flysch à Helminthoïdes, Alpes Occidentales). *C. r. heb. Séanc. Acad. Sci., Paris* **294**, 603–606.
- Merle, O. 1982b. Cinématique et déformation de la Nappe du Parpaillon (Flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais–Ubaye, Alpes Occidentales). Thèse 3e cycle, Rennes.
- Merle, O. & Brun, J. P. 1981. La déformation polyphasée de la Nappe du Parpaillon (Flysch à Helminthoïdes): un résultat de la déformation progressive associée à une translation non rectiligne. *C. r. heb. Séanc. Acad. Sci., Paris* **292**, 343–346.
- Ramsay, J. G. 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, New York.
- Ricou, L. E. 1980. La zone sub-Briançonnaise des Alpes occidentales interprétée comme la trace d'un ample décrochement senestre sub-méridien. *C. r. heb. Séanc. Acad. Sci., Paris* **290**, 835–838.
- Ricou, L. E. & Siddans, A. W. B. in press. Collision tectonics in Western Alps. *Spec. Publs geol. Soc. Lond.*
- Rutter, E. H. 1976. The kinetics of rocks deformation by pressure solution. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* **A283**, 203–219.
- Siddans, A. W. B. 1979. Arcuate fold and thrust patterns in the subalpine chains of southeast France. *J. Struct. Geol.* **1**, 117–126.
- Subieta, T. A. 1977. Analyse quantitative de la déformation dans un secteur de la zone externe des Alpes. Thèse 3e cycle, Montpellier.
- Tricart, P. 1980. Tectoniques superposées dans les Alpes Occidentales au Sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. Thèse, Strasbourg.
- Vialon, P. 1974. Les déformations 'synschisteuses' superposées en Dauphiné. Leur place dans la collision des éléments du socle pré-alpin; conséquences pétrostructurales. *Bull. Suisse Minéral. Pétrogr.* **54**, 663–690.

DEUXIEME PARTIE

Résumé

1. La géométrie actuelle du dôme Lépontin ne peut être comprise qu'en tenant compte de l'évolution thermo-mécanique des Alpes centrales depuis le Crétacé supérieur (phase d'épaississement maximal) jusqu'au Miocène.
2. Les données sur le métamorphisme éo-alpin (Crétacé) indiquent un épaississement crustal considérable (jusqu'à des pressions de 20-25 Kbars dans la croûte continentale européenne). Le gradient géothermique est alors notablement plus faible que celui d'une croûte stable. La période de sédimentation des flyschs dans tout l'arc alpin pendant le Crétacé supérieur et l'Eocène correspond à l'érosion de la chaîne éo-alpine tandis que la relaxation thermique de la croûte européenne se produit.
3. C'est vers 50-40Ma (phase méso-alpine) qu'un second épisode de déformation se produit tant dans les Alpes Centrales que dans les Alpes occidentales. Cet épisode est vraisemblablement favorisé par l'évolution du gradient géothermique et un désépaississement suffisant de la croûte européenne par érosion et compensation isostatique. Dans les Alpes centrales, cette épisode méso-alpin correspond au charriage des roches éclogitisées au Crétacé (pennique supérieur) sur les unités plus externes indemne de l'épaississement éo-alpin.
4. L'absence de collision frontale dans les Alpes centrales permet à la température de s'élever jusqu'aux conditions métamorphiques de l'amphibolite faciès (600-700°C, 6-7Kbars). Le gradient géothermique est alors nettement plus élevé que celui d'une croûte stable et des granitoïdes d'origine essentiellement mantellique (Bergell) se mettent en place.
5. La phase néo-alpine se produit lorsque les conditions métamorphiques maximales sont atteintes. Elle correspond à la déformation par raccourcissement horizontal de la croûte européenne épaissie mais amollie thermiquement. La cinématique des déformations est contrôlée par les variations horizontales de résistance: croûte ductile épaisse située entre deux "pistons" peu déformables, la plaque adriatique et l'avant-pays européen. L'histoire néo-alpine du dôme Lépontin est celle d'un pop-up asymétrique ductile. Les déplacements de matière associés à cette extrusion verticale de roches ductiles sont complexes, principalement caractérisés par un rétrochevauchement sud sur le poinçon adriatique et des chevauchements tangentiels vers l'avant pays européen. En fin de déformation, les conditions aux limites de cette extrusion verticale permettent un échappement latéral de matière (mouvements E-O).

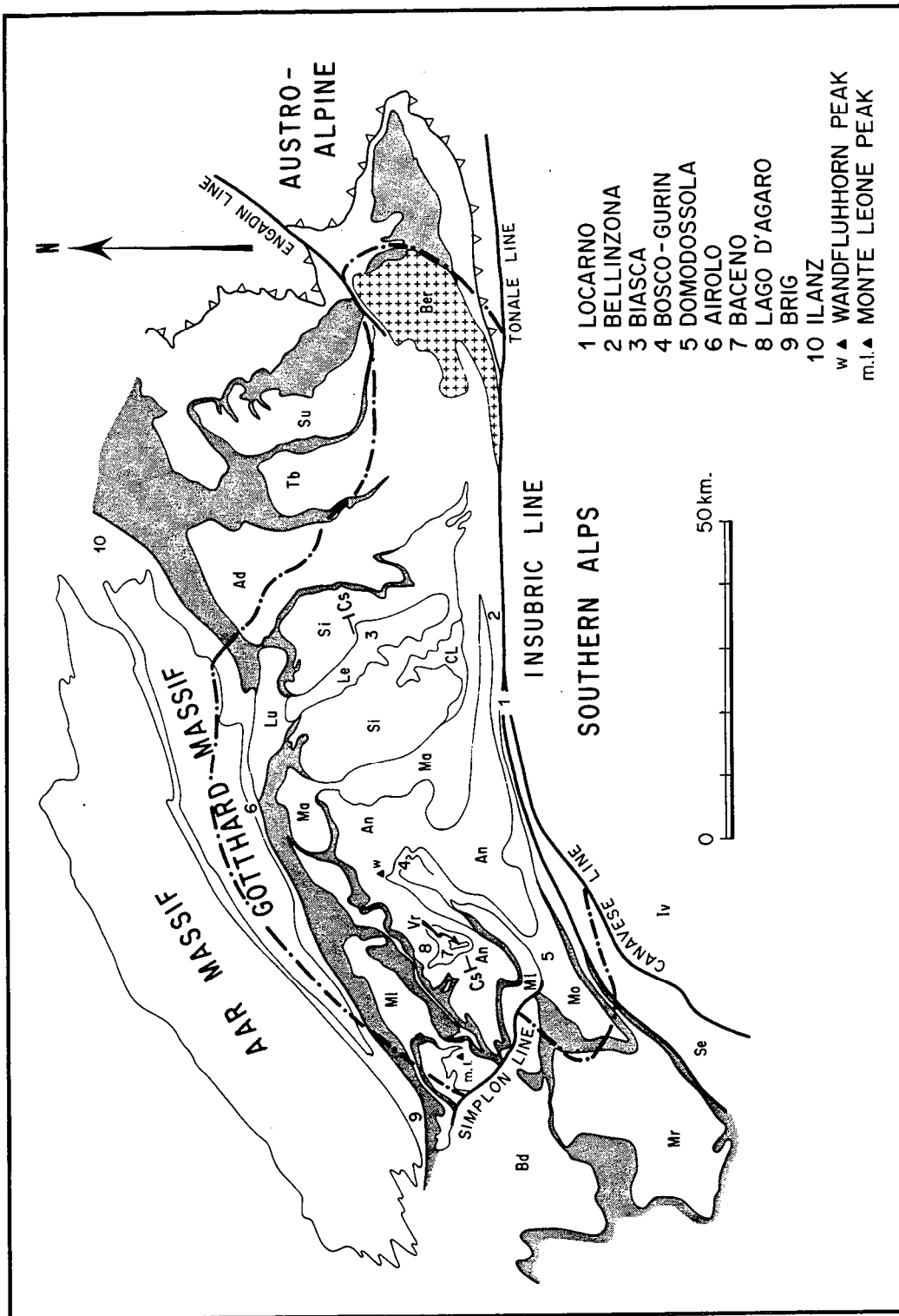


Fig. II.1. Carte géologique simplifiée des Alpes centrales. Dans la zone pennine, la couverture mésozoïque (en noir) sépare les unités de socle antémésozoïque (Ad:Adula, An:Antigorio, Bd:Bernhard, Cl:Cima Lunga, Le:Leventina, Lu:Lucomagno, Ma:Maggia, Si:Simano, Su:Surette, Tb:Tambo). Sont également représentés la fenêtre de Vérampio (Vr), le synforme de Berisal (Be), l'antiforme du Glishorn (Gl) et l'intrusion tertiaire du granitoïde de Bergell (Ber). Le système de faille périadriatique (ligne insubrienne, Tonale et du Canavese) sépare le domaine pennine européen des Alpes du sud (plaque adriatique). La ligne pointillée montre la limite de la zone en amphibolite facès. Localisation de la coupe de la figure II.8 (CS).

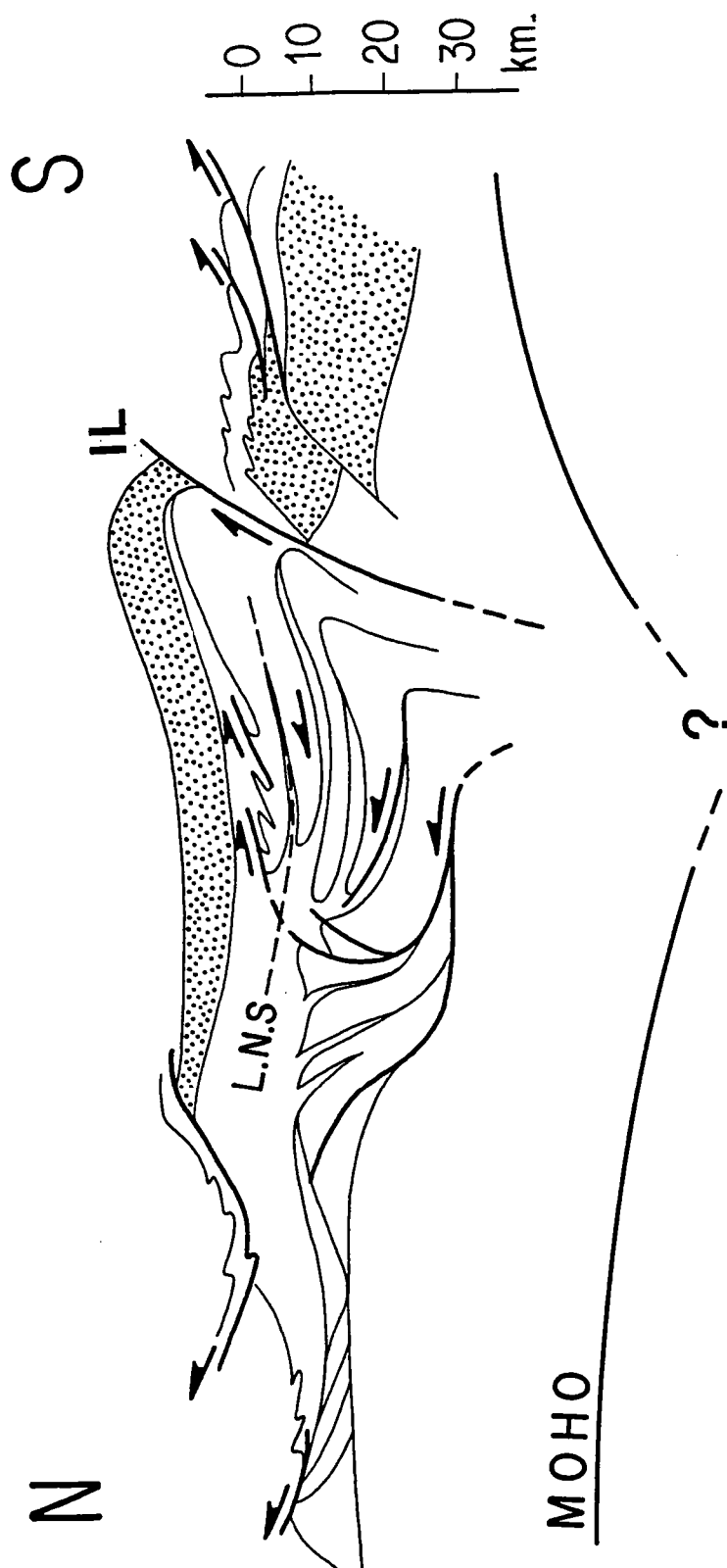


Fig. II.2. Coupe générale N-S des Alpes centrales (d'après Schmid et al., 1989, modifié).

II

LA DEFORMATION DES NAPPES PROFONDES DANS UNE CHAÎNE DE COLLISION : Exemple des Alpes centrales

Cette synthèse résume les points essentiels dégagés lors de l'étude de terrain, à savoir la cinématique des déformations successives enregistrées dans le domaine pennique et le métamorphisme associé à chaque déformation. Les grandes lignes des données actuellement admises en géophysique, en géochronologie et en métamorphisme sont également discutées et comparées aux données structurales. L'ensemble de ces données permet de proposer un modèle cinématique des déformations tertiaires des Alpes centrales. La validité de ce modèle cinématique est testée par le biais d'une modélisation analogique.

II.1 La géométrie des structures et les données géophysiques.

En carte (Fig. II.1), à grande échelle, les Alpes centrales suisses présentent une géométrie assez semblable à celle habituellement décrite dans les Alpes franco-italiennes. Le contact entre les deux plaques lithosphériques, la plaque adriatique au sud et la plaque européenne au nord, est vertical (ou verticalisé) le long de la ligne insubrienne, orientée E-O. Le domaine interne, ou pennique, de la croûte européenne est intensément déformé et métamorphisé, les foliations étant globalement horizontales. Le domaine externe, à l'inverse, est souligné par les foliations sub-verticales des massifs cristallins externes de l'Aar et du Gotthard.

Pourtant, sur un plan purement géométrique, on doit déjà noter des différences assez significatives. En carte, on signalera surtout d'une part, la faille normale du Simplon (Simplon line) qui limite à l'ouest le domaine pennique des Alpes centrales et d'autre part, la zone verticale de Maggia (Ma), étonnante anomalie verticale de plusieurs kilomètres de large qui coupe transversalement le domaine pennique de la ligne insubrienne au domaine externe. En coupe (Fig. II.2), une représentation très simplifiée des structures majeures montre un dispositif structural différent de celui décrit dans les Alpes franco-italiennes. Le massif cristallin externe du Gotthard présente une disposition en éventail, déversé vers le nord dans sa partie septentrionale et vers le sud dans sa partie méridionale (Marquer et Gapais, 1985). Au contact du domaine externe, le domaine pennique est verticalisé par de grands plis de rétroplissement (backfolding; Huber et al., 1980; Simpson, 1982) qui s'adosent sur les foliations sub-verticales du Gotthard. Au sud du domaine interne, les Alpes penniques sont rétrochevauchées sur la plaque Adriatique. Ce rétrochevauchement est enregistré le long de la ligne insubrienne, et provoque la formation de plis plurikilométriques dont les

axes sub-horizontaux se suivent parfaitement au contact entre les deux plaques lithosphériques (backthrusting, Schmid et al. 1987, Heitzmann, 1987). A l'est, sous le contact horizontal du socle Austro-alpin, les nappes penniques de Suretta (Su) et de Schams sont affectées par des rétrochevauchements très spectaculaires. Ces rétrochevauchements correspondent à des mouvements tangentiels vers le sud et le sud-est matérialisés sans ambiguïté par des plis à grande échelle (Milnes et Schmutz, 1978) et des critères de cisaillement ductile (Schmid et al., sous presse; Cobbold, communication personnelle).

Les trajectoires de foliation à l'échelle du domaine pennique (Fig. II.3) montrent clairement que les Alpes L pontiennes sont géométriquement constituées de deux d mes juxtaposés. Cette structuration particulière, dessinée par les foliations métamorphiques, est importante car elle correspond à une zon ographie de la déformation ductile, comme cela sera exposé ultérieurement en détail. Dans la suite de cette synthèse, la référence à ces trajectoires de foliation est donc d'une signification cinématique majeure, et le "dôme Lépontin", ainsi désigné en raison de l'allure des isogrades du métamorphisme tertiaire (Cf paragraphe II.2), est divisé structuralement en deux sub-dômes: celui du Tessin à l'est et celui du Simplon à l'ouest.

Les données géophysiques soulignent également quelques différences assez significatives par rapport aux Alpes franco-italiennes. Les récents résultats du programme ECORS-CROP dans les Alpes occidentales (Bayer et al., 1989; Hirn et al., 1989; Fig. II.4a) montrent clairement deux ou trois chevauchements crustaux à vergence ouest (pendage apparent de 20 ), qui constituent un prisme d'accrétion crustale à l'origine de la chaîne actuelle (Cf  galement Ménard, 1979; Ménard et Thouvenot, 1984). Certains de ces cisaillements majeurs affectent sans conteste le manteau lithosphérique (e.g. corps d'Ivr e). La limite inférieure de la croûte (MOHO) présente ainsi une structure clairement discontinue. Dans les Alpes centrales, le MOHO est bien visible en sismique réflexion sous les massifs cristallins externes (Fig. 3b). Cette limite passe progressivement à des profondeurs supérieures sous le domaine pennique, mais les réflexions disparaissent à une profondeur de 14 secondes (40 Km). Contrairement aux Alpes franco-italiennes, aucun chevauchement impliquant le manteau lithosphérique européen ne peut être mis en évidence. L'interprétation classique dessine une déflexion régulière jusqu'à 55-60 Km d'après les données de la sismique réfraction (Fig. II.4b, Mueller et al., 1980; Finch, 1987). D'autre part, la limite supérieure (le toit) des massifs cristallins externes peut être suivie sous le domaine pennique mais elle disparaît également au même niveau que le MOHO (Frey et al., 1989). Sous le domaine pennique, la partie inférieure de la croûte apparait complètement transparente en sismique réflexion (Fig. 3 dans Pfiffner et al. 1988). Cette absence de réflecteur n'a pas reçu d'interprétation unanime (e.g. Pfiffner et al., 1988; Frey et al., 1989), mais les coupes géologiques à grande échelle montrent une verticalisation des structures en profondeur qui expliquerait les résultats de la sismique. C'est la compatibilité entre les coupes géologiques et les "line drawing" de la sismique qui fait supposer, à l'échelle de la croûte, une verticalisation (jusqu'à un fort pendage) de toutes les structures, y compris le MOHO. Nous verrons plus loin (paragraphe II.4.1) que cette absence de réflecteurs

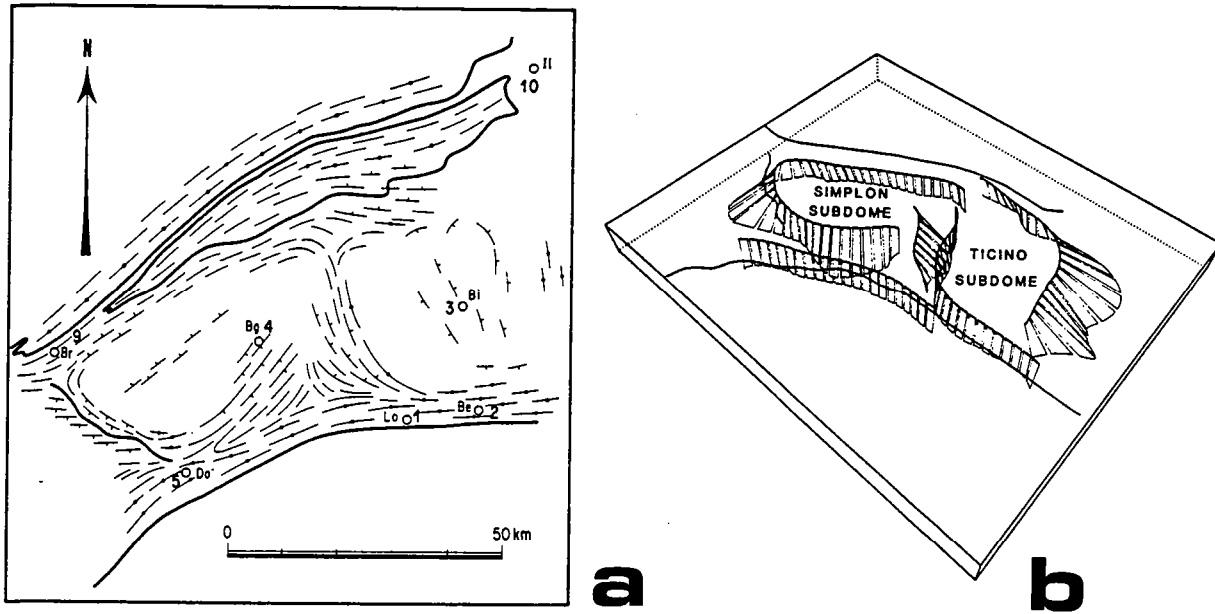


Fig. II.3. a) Trajectoire de foliation dans le dôme Lépointin. b) Vue tridimensionnelle des foliations montrant la séparation en deux sub-dômes, du Simplon à l'ouest et du Tessin à l'est.

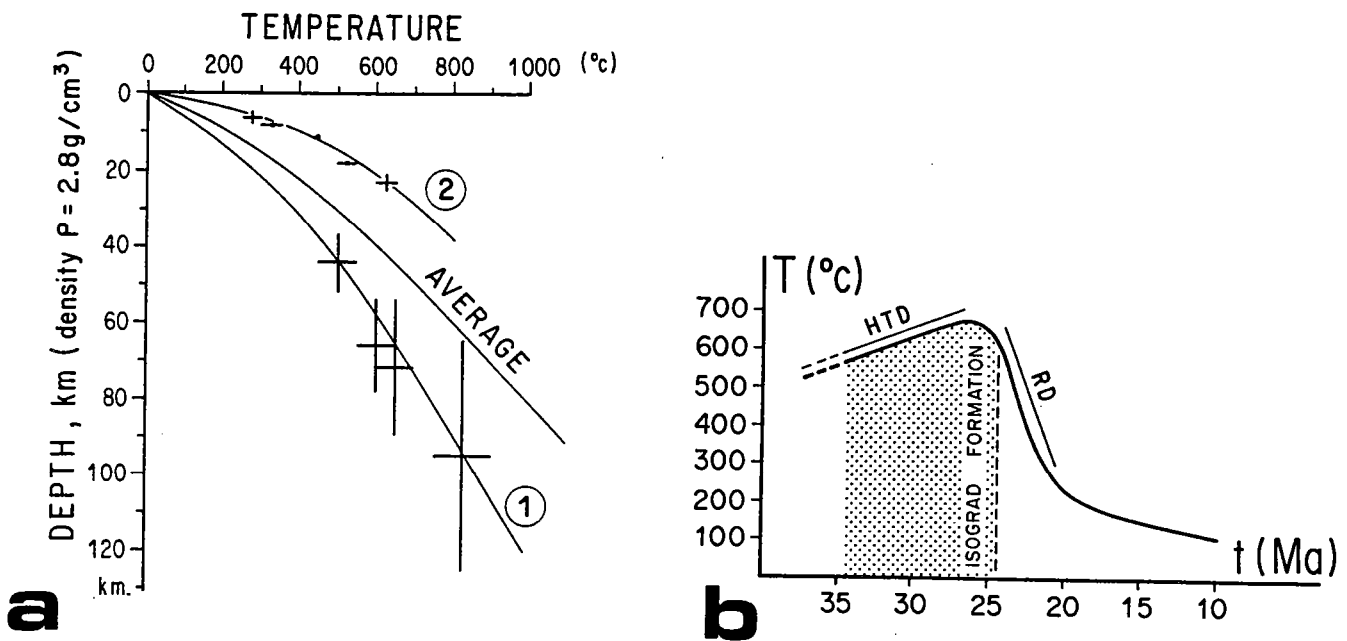


Fig. II.5. a) Les deux gradients géothermiques enregistrés au Crétacé (d'après les données de Heinrich, 1986) et au Tertiaire (d'après les données de Frey et al., 1980). b) courbe température-temps au Tertiaire d'après les données géochronologiques.

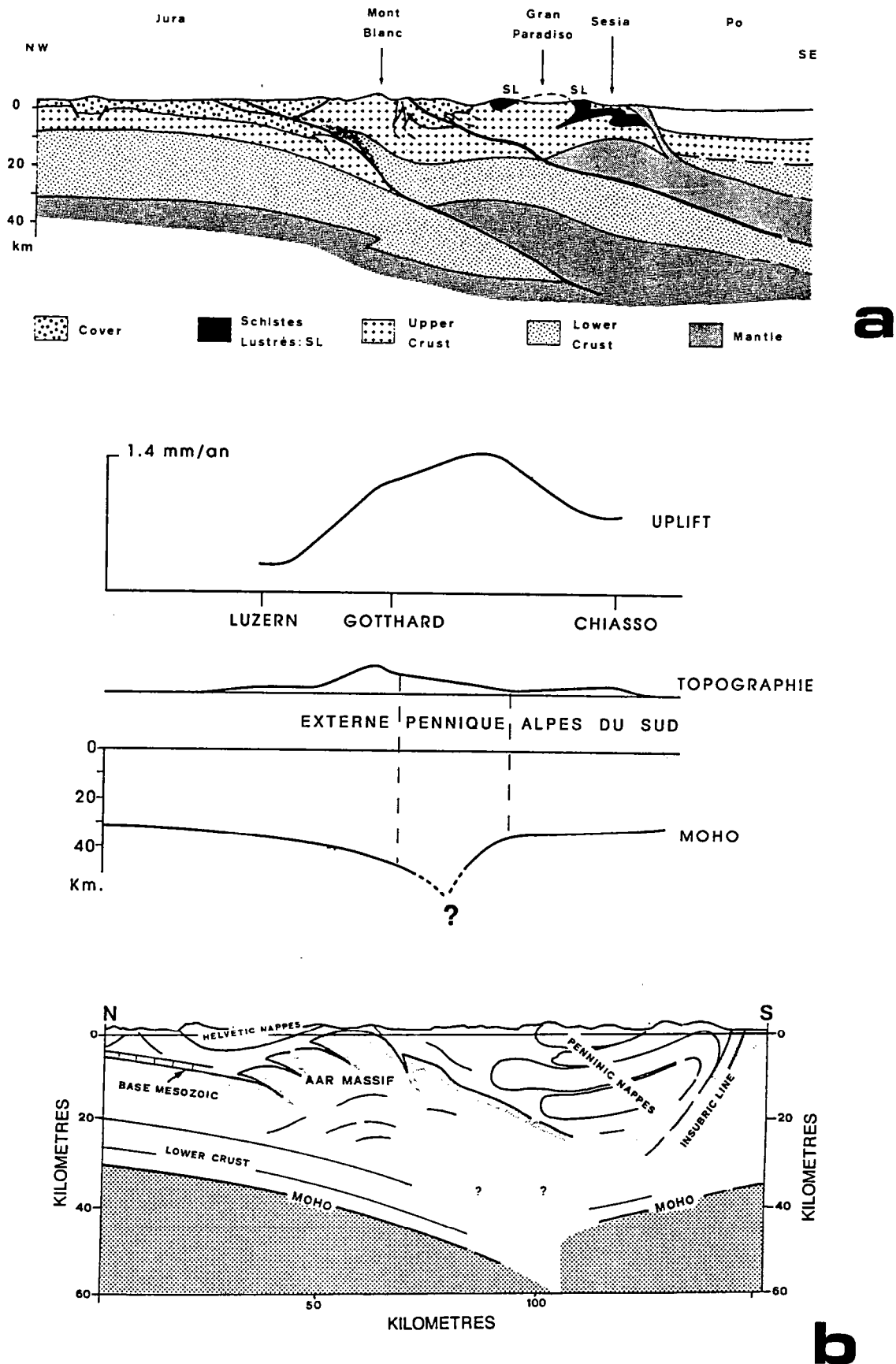


Fig. II.4. La structure profonde des Alpes d'après les données géophysiques. a) Interprétation des profils ECORS-CROP dans les Alpes franco-italiennes (Vialon et al., 1989). b) Uplift, topographie et allure du MOHO dans les Alpes centrales (Mueller et al., 1980). Interprétation des données de la sismique réfraction dans la partie orientale du dôme Léontin (Frey et al., 1989).

n'est pas incompatible avec l'hypothèse d'un raccourcissement homogène de la croûte européenne au moment de la déformation tertiaire majeure. Les profils sismiques les plus récents font apparaître un décalage entre la racine verticale des nappes penniques actuellement observée à la surface et la verticalisation des structures déduites au niveau de la croûte inférieure (Fig. 3b; Frey et al., 1989). Ce décalage est interprétable en terme d'indentation progressive de la plaque européenne par la plaque adriatique dans le cadre du modèle mécanique et cinématique de la déformation tertiaire décrite au chapitre II.4. Dès à présent, on peut cependant souligner que la différence de comportement mécanique de l'interface croûte-manteau dans les Alpes franco-italienne et dans les Alpes suisses est vraisemblablement l'indice, pour ces deux segments de la chaîne, d'une histoire thermique différente pendant l'orogénèse alpine.

Notons par ailleurs qu'il existe une bonne corrélation entre les vitesses actuelles de remontée (uplift) et la profondeur du MOHO sous les Alpes centrales (Fig. II.4b). En revanche, et c'est également un point important qui ne doit pas être négligé, les plus hauts reliefs de la chaîne correspondent à la zone externe (massifs cristallins de l'Aar et du Gotthard) et ne sont pas situés à l'aplomb de la profondeur maximale du MOHO.

La limite entre la lithosphère mantellique et l'asthénosphère est située, sous les Alpes centrales, à une profondeur qui est généralement évaluée à 160-200Km (Panza and Mueller, 1979; Panza et al., 1980; Babuska et al., 1988; Laubscher, 1988). On peut attribuer à cette racine lithosphérique froide le très bas flux de chaleur actuellement observé dans les Alpes centrales (Mueller, 1982). Cette racine lithosphérique doit nécessairement être considérée comme un élément important de la cinématique des Alpes centrales (Cf Laubscher, 1974; et la figure 6 de l'annexe 14) et, à ce titre, intégrée dans les reconstitutions de l'histoire tectono-métamorphique de la chaîne (Cf paragraphe II.4).

II.2 Le métamorphisme et les données géochronologiques.

Comme dans les Alpes franco-italiennes, un événement métamorphique de haute pression est décrit dans les zones internes (penniques) des Alpes centrales (Ernst, 1976; Evans and Trommsdorf, 1978). La datation de cet épisode éclogitique par les méthodes géochronologiques donne des résultats moins précis que pour les Alpes occidentales mais indique cependant un âge Crétacé très voisin (100-110Ma, Grunenfelder and Koppel, 1980). L'étude détaillée de Heinrich (1982, 1986) montre que le socle européen des Alpes centrales suisses a été affecté par ce métamorphisme éclogitique, et un gradient nord-sud de pression température est clairement démontré (de 18-35Kb, 750-900°C au sud jusqu'à 10-13Kb, 450-550°C au nord du domaine pennique, Fig. II.5a).

Cet épisode éo-alpin (Crétacé) correspond donc, comme dans les Alpes franco-italiennes, à la période principale de collision continentale responsable de l'obduction de matériel ophiolitique sur la marge continentale européenne, et de l'enfouissement (subduction) de celle-ci par des chevauchements croûtes sur croûtes (Carswell and

Gibb, 1980) (Cf la figure 2b de l'annexe 13). Dans les Alpes centrales, les modalités précises de cet épaississement crustal majeur sont probablement à jamais effacées par le métamorphisme de haute température et les violentes déformations enregistrées à l'Oligo-Miocène. D'autre part, les reliques du métamorphisme haute pression se retrouvent seulement dans les nappes supérieures du pennique, c'est à dire à l'ouest de la ligne du Simplon (région du Mont-Rose), dans la nappe de Berisal, et dans la partie orientale des Alpes Suisses (Nappes de l'Adula (Ad), Tambo (Tb), Suretta (Su) et Platta) (Heinrich, 1982; Oberhänsli, 1986; Stille and Oberhänsli, 1987; Hunziker et al., 1989). Cette disposition géométrique, roches éclogitisées du Pennique supérieur reposant sur les roches indemnes de métamorphisme haute pression du Pennique inférieur, indique que les deux zones penniques, inférieure et supérieure, sont séparées par un contact chevauchant majeur, postérieur au métamorphisme Crétacé. Ce contact est d'ailleurs jalonné de massifs d'ultrabasites tels que le massif de Geisspfad à la base de la nappe de Berisal ou les massifs d'Alpe Arami et d'Alpe Gagnone à la base de la nappe de l'Adula.

Classiquement, depuis Milnes (1974), les nappes penniques inférieures correspondent au groupe du Simplon (Antigorio, Lebendum, Monte-Leone et Berisal) auquel s'ajoute la nappe tessinoise de l'Adula. Les nappes du pennique supérieur sont localisées en position structurale supérieure, à l'ouest de la ligne du Simplon (région du Mont-Rose) et dans la partie orientale du dôme lépontin (nappe de Tambo, Suretta, Schams et Platta). Cette distinction est en grande partie basée sur le fait que les complexes ophiolitiques sont essentiellement observés dans le pennique supérieur et absente dans le pennique inférieur. Dans ce mémoire, j'appelle pennique supérieur les nappes qui ont subi le métamorphisme éoalpin de haute pression et pennique inférieur les nappes qui n'ont pas subi ce métamorphisme éclogitique et qui sont situées sous le contact jalonné de massifs d'ultrabasites. Ceci revient seulement à placer dans le pennique supérieur la nappe de Berisal et celle de l'Adula.

Les isogrades du métamorphisme tertiaire sont disposés concentriquement dans le domaine pennique des Alpes centrales, ce qui confère à cette région l'allure d'un dôme métamorphique (Niggli, 1970). C'est un métamorphisme de haute température (600-700°C) et moyenne pression (6-7Kbar), correspondant à un gradient géothermique plus élevé que celui habituellement décrit dans les croûtes stables (Fig.II.5a).

L'âge de ce métamorphisme a été longtemps l'objet d'une controverse animée. Sur la base de données géochronologiques établies à la périphérie occidentale et orientale du dôme Lépontin, à l'extérieur de l'isograde du staurotide, le pic du métamorphisme est daté autour de 40Ma (Hunziker, 1970; Jäger, 1973; Steinitz and Jäger, 1981), âge identique à celui trouvé dans les Alpes franco-italiennes pour le métamorphisme régional en faciès schiste vert (Bocquet et al., 1974; Chopin and Malusky, 1980). Cependant, au coeur du dôme Lépontin, les âges obtenus, qui datent probablement la fin du métamorphisme amphibolitique, sont nettement plus récents (Köppel and Grünenfelder, 1975 and 1978; Hanny et al., 1975; Deutsch and Steiger, 1985). Plus précisément, la haute température ($T > 500^{\circ}\text{C}$) se maintient jusqu'à 22-24Ma au sud du domaine pennique (ligne insubrienne) et jusqu'à 18-20Ma dans la partie centrale et septentrionale du sub-dôme du Tessin (Hurford, 1986, Fig. II.5b). De même,

dans le sub-dôme du Simplon, la haute température est enregistrée jusqu'à 15Ma (Jäger et al., 1967; Purdy and Jäger, 1976, Wagner et al., 1977). La question de l'âge du métamorphisme est traitée en détail au paragraphe II.3.4.

Les courbes de refroidissement ($T=f(t)$) dans le domaine pennique des Alpes centrales constituent une autre caractéristique primordiale de cette chaîne. Le passage entre les températures de 600°C à 300°C s'effectue en un laps de temps anormalement rapide, toujours inférieur à 5Ma. En supposant un gradient géothermique moyen (30°C/Km), divers auteurs ont estimé un taux de remontée du matériel, pour cette période de refroidissement, compris entre 2 et 3 mm/an (Hurford, 1986; Heitzmann, 1987). En tenant compte du gradient géothermique élevé, tel qu'il est déduit des mesures pression-température du métamorphisme Léontin réparties sur l'ensemble des Alpes centrales (Fig. II.5a), le taux de remontée pour la même période est compris entre 3 et 4 mm/an (Cf annexe 13). De telles vitesses de remontée sont difficilement explicables par un simple mécanisme d'érosion et de compensation isostatique. Quelques auteurs défendent au contraire l'hypothèse que le rétrochevauchement le long de la ligne insubrienne et cette période d' "uplift" très rapide sont deux phénomènes concomitants, résultant d'un raccourcissement crustal néo-alpin dans un contexte général de transpression dextre entre les deux plaques lithosphériques (Schmid et al., 1987; Hurford, 1986; Heitzmann, 1987; annexe 8). Ces modèles tectoniques partent de l'hypothèse que la vitesse exceptionnelle de remontée du matériel pendant 3-5Ma, qui marque la fin du métamorphisme amphibolitique, est un trait remarquable de cette chaîne devant être intégré à la cinématique tertiaire générale.

II.3 La chronologie des déformations dans les nappes penniques.

La cartographie des champs de déformation ductile a été réalisée pour déterminer la chronologie des déformations majeures. La mise en évidence d'un champ de déformation régionale découle de la cohérence, à l'échelle considérée, d'une part des directions cinématiques (essentiellement linéations d'étirement et sens de cisaillement) et d'autre part des conditions métamorphiques au moment de l'apparition de ces mêmes marqueurs cinématiques. Cette double cohérence est suffisante pour définir un épisode structural non équivoque, considéré globalement synchrone à l'échelle étudiée. Dans les Alpes centrales suisses, deux champs superposés de déformation ductile ont été cartographiés. Le premier est contemporain de l'épisode métamorphique de haute température. Le second, contemporain du trajet rétrograde du métamorphisme régional, présente une cinématique sensiblement différente dans les sub-dômes du Tessin et du Simplon.

Ces déformations sont décrites en grand détail dans les annexes 8, 9, 10 et 11. Il suffit donc ici de rappeler brièvement leurs caractéristiques principales.

II.3.1 Les déformations à haute température (D1).

La déformation ductile principale enregistrée dans l'ensemble du domaine pennique (sub-dôme du Tessin et du Simplon) est synchrone des conditions métamorphiques régionales de l'amphibolite faciès. Ce point est clairement démontré, en particulier en lame mince, par les minéraux constitutifs de la linéation d'étirement portés par la foliation métamorphique régionale (Cf annexe 8). D'autre part, l'étude des inclusions dans les grenats et la zonation inverse de certains plagioclases indique que cette déformation s'est produite, au moins en partie, pendant le trajet prograde du métamorphisme haute température (les inclusions révèlent une augmentation de 450°C à 500°C pendant la croissance des grenats, Cf annexe 12).

Il convient de distinguer les déformations à haute température enregistrées dans la partie actuellement verticale, au sud du domaine pennique (southern steep zone dans l'annexe 8), de celles reconnues dans le reste des sub-dômes du Tessin et du Simplon.

1. La direction des linéations d'étirement présente une direction orientée quasi N-S dans le sub-dôme du Tessin et une direction NO-SE dans le sub-dôme du Simplon (Fig. II.6). Le passage entre ces deux directions régionales correspond à la zone verticale de Maggia, dont les linéations soulignent l'orientation déjà marquée en carte par les foliations verticales. Nous verrons plus loin que cette zone verticale de Maggia est tardive, et que ce passage relativement brutal entre linéations N-S et NO-SE est probablement dû aux déformations rétrogrades (paragraphe II.3.2).

Les critères de cisaillement indiquent sans ambiguïté un déplacement des unités supérieures vers le N dans le sub-dôme du Tessin et vers le NO dans le sub-dôme du Simplon (Cf annexe 8). L'hétérogénéité de la déformation est difficile à apprécier en raison de la présence, quasi constante dans le sub-dôme du Simplon, d'une seconde déformation ductile particulièrement hétérogène (Cf les déformations rétrogrades). L'analyse des lames minces dans le sub-dôme du Simplon indique néanmoins assez clairement que la déformation D1 n'a pas affecté au même degré toutes les unités, et que certaines d'entre elles (telles que le granite d'Antigorio) sont restées par endroit indemnes de déformation lors de cette épisode haute température (Fig. II.7). Les gradients de déformation dans le granite d'Antigorio peuvent être appréciés qualitativement. On constate que la déformation D1 est surtout observable à la base et à l'arrière de la nappe granitique.

2. Au sud du domaine pennique, les foliations horizontales sont verticalisées par de vastes charnières anticlinales (e.g. anticlinal de Vanzone; Laduron 1976; Milnes et al., 1981). Deux faits de terrain permettent de discuter l'âge de ces mégaplis dans l'histoire tertiaire du domaine pennique.

La première concerne la linéation d'étirement haute température clairement enroulée dans la charnière et le long des flancs verticaux des plis kilométriques (Fig. 4

dans l'annexe 10, annexe 8). Le plissement de la foliation métamorphique et l'enroulement de la linéation d'étirement argumentent une verticalisation des structures amphibolitiques postérieurement à l'épisode métamorphique haute température (option de Milnes, 1974 et de la plupart des auteurs depuis lors, e.g. Hsu, 1979; annexe 8; Steck, 1987). Cependant, les récents travaux structuraux le long de la ligne insubrienne ont montré que le rétrochevauchement le long de la zone mylonitique commence nettement dans le faciès amphibolitique (700-750°C selon Heitzmann, 1987) et les assemblages métamorphiques révèlent la présence de diopsides, plagioclases et trémolites. Comme il est géométriquement impossible que la verticalisation des structures soit postérieure au fonctionnement de la zone mylonitique, on ne peut retenir que deux hypothèses: ou bien la verticalisation des structures et le fonctionnement de la zone mylonitique sont intimement liés et synchrones du (ou de la fin du) métamorphisme amphibolitique mais la zone verticale demeure une structure tardive par rapport à la mise en place des nappes penniques (option Schmid et al., 1987; Heitzmann, 1987); ou bien la zone verticale est une zone de racine d'où les nappes ont été expulsées et la verticalisation cesse d'être reléguée au second plan pour devenir un trait structural majeur synchrone de la mise en place des nappes penniques.

Dans les deux cas, l'histoire de cette zone verticale est contemporaine, au moins en partie, du métamorphisme Lépontin haute température.

II.3.2. Les déformations rétrogrades

Les déformations rétrogrades sont contemporaines de la fin du métamorphisme amphibolitique et donc associées à la remontée finale de ces domaines profonds vers la surface (uplift). L'enchaînement des déformations dans le temps correspond aux trois champs de déformation observés dans la zone verticale au sud, le sub-dôme du Tessin et celui du Simplon (Fig. II.6). Les données géochronologiques datent précisément ces différentes déformations résultant du même mécanisme général d'uplift.

1. La zone verticale du domaine pennique (résumé des travaux de Schmid et al. 1987 et Heitzmann 1987).

Si le mouvement vertical le long de la ligne insubrienne commence nettement dans les conditions métamorphiques de l'amphibolite faciès (750°C), ce rétrochevauchement (backthrusting) se poursuit jusqu'à ce que les roches actuellement à la surface atteignent une température de l'ordre de 300°C (Heitzmann, 1987). La zone mylonitique est donc génétiquement associée à l'uplift du domaine Lépontin et souligne clairement son mécanisme. C'est la compression néo-alpine (Oligo-Miocène) qui est responsable du fonctionnement de la zone mylonitique en rétrochevauchement et est ainsi la cause première de l'uplift du domaine Lépontin (Schmid et al., 1987; annexe 8, Fig. II.2).

Progressivement, le mouvement vertical laisse place à un mouvement transcurrent dextre qui devient prépondérant dans les conditions métamorphiques du faciès schiste vert (Cobbold, 1980; Schmid et al., 1987; Heitzmann, 1987). Le

fonctionnement simultané du rétrochevauchement et du cisaillement transcurrent est l'expression de la transpression dextre résultant de la convergence oblique de la plaque adriatique vers le NW (Schmid et al., 1987; annexe 8). A la fin de la déformation, seul le cisaillement dextre est observé dans des conditions de déformation fragile et un réseau de failles (riedel) peut être mis en évidence dans la région de Bellinzona et Locarno (Heitzmann, 1987).

Insistons sur le fait que le rétrochevauchement à la limite méridionale du domaine pennique correspond à un événement majeur dans l'histoire tertiaire des Alpes centrales puisque les données géochronologiques et métamorphiques indiquent que l'uplift correspondant, en moins de 5Ma, est de l'ordre de la quinzaine de kilomètre.

2. Le sub-dôme du Tessin (annexe 8 et 9).

La déformation rétrograde dans le sub-dôme du Tessin est seulement visible de place en place et masque rarement la déformation majeure en amphibolite faciès. Elle se caractérise surtout par quelques zones mylonitiques essentiellement localisées au contact entre les grandes unités de nappes penniques. La direction de la linéation d'étirement est E-O et les critères de cisaillement, particulièrement démonstratifs (annexe 8), indiquent toujours un déplacement vers l'ouest des unités supérieures.

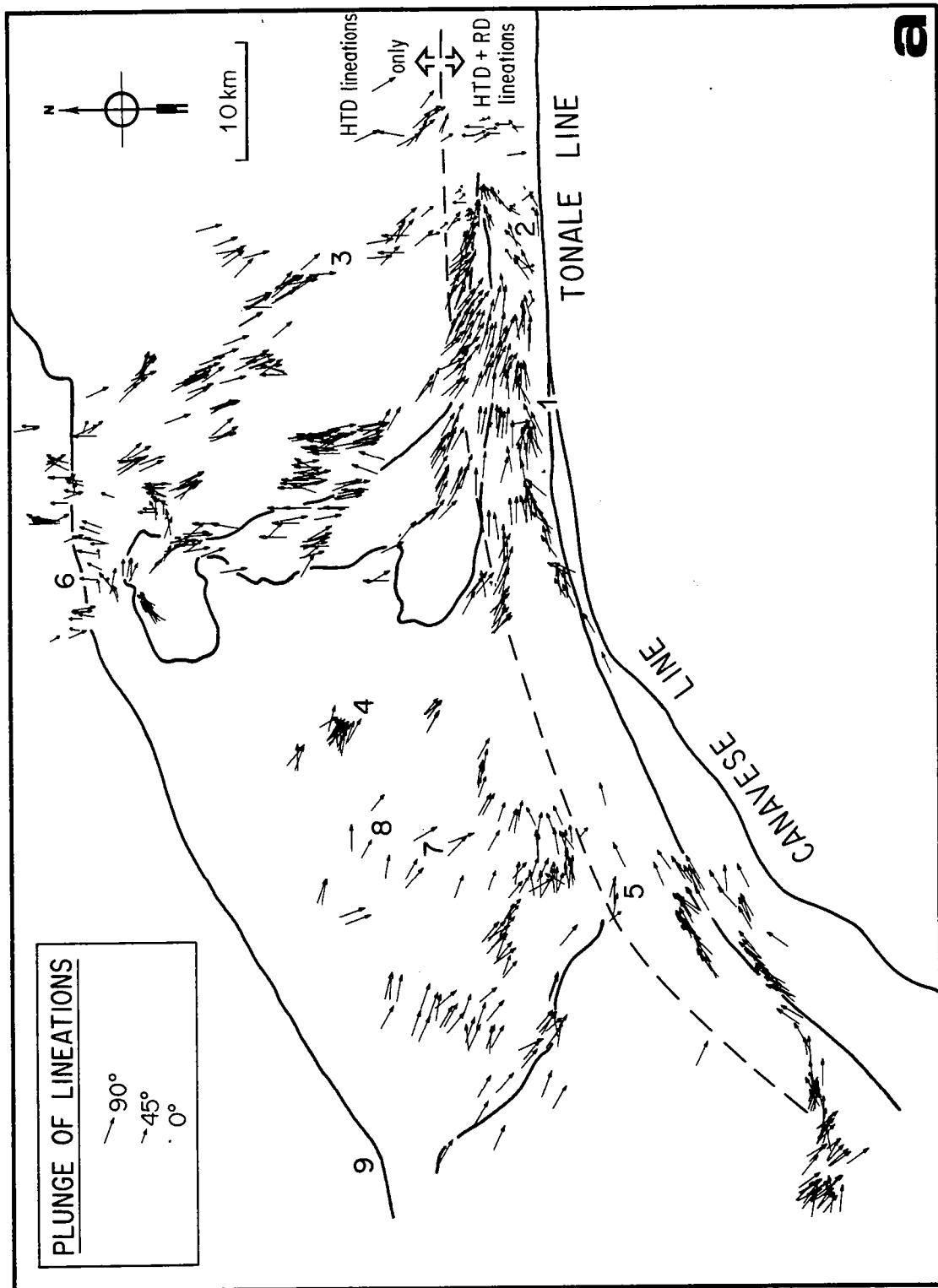
Les grandes structures, visibles sur une coupe E-O plurikilométrique (Fig. II.8), sont interprétées, sur la base de leur géométrie globale, comme associées à cette déformation à vergence ouest. La zone verticale de Maggia est ainsi interprétée comme résultant d'un vaste plissement post-nappe à vergence ouest, et la duplication du granite d'Antigorio dans la région de Bosco-Gurin comme résultant d'un chevauchement de la lame de granite vers l'ouest (pour plus de détail Cf annexe 9).

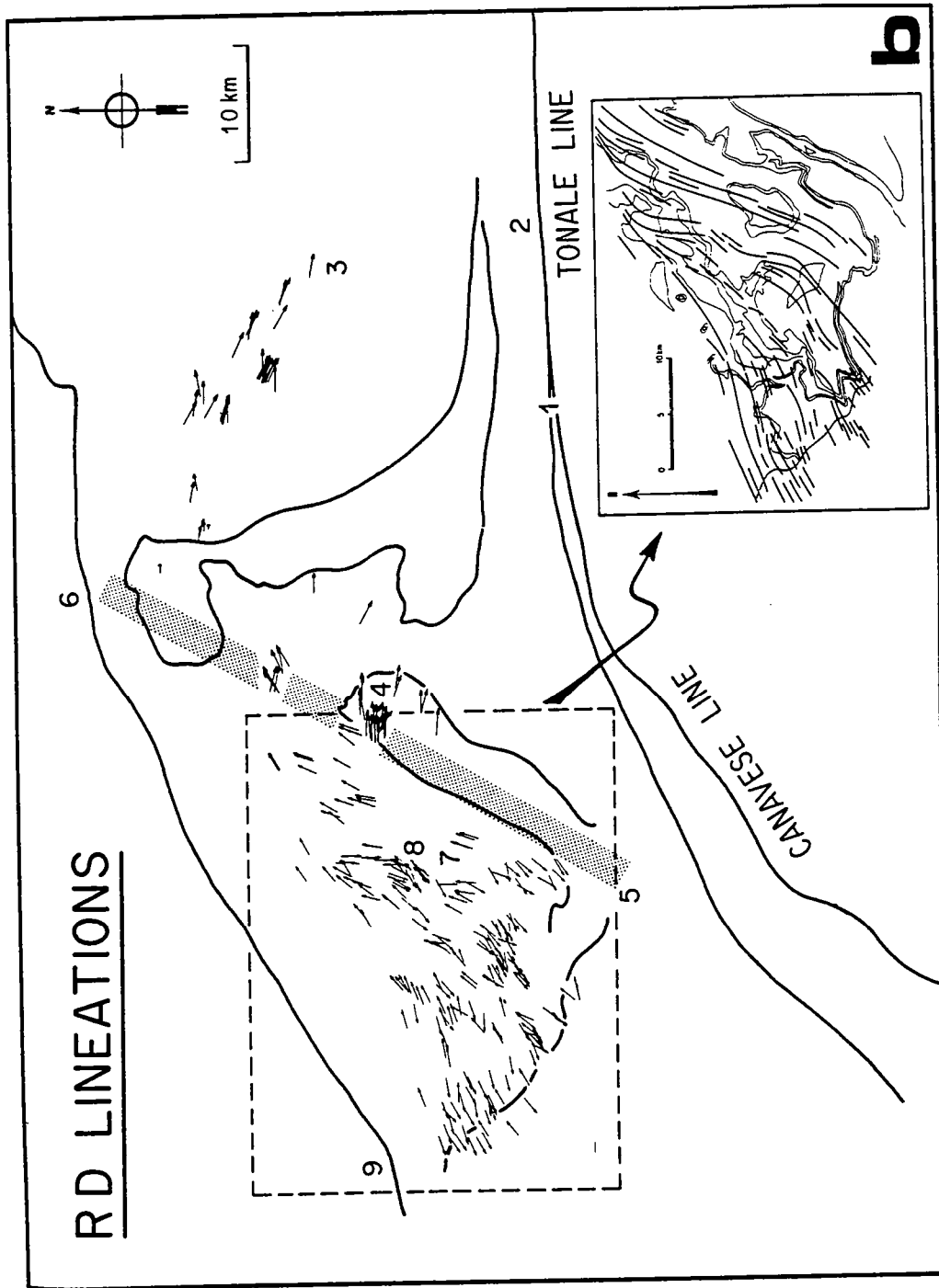
A l'est de l'axe médian du sub-dôme du Tessin (Val Leventina), cette déformation rétrograde paraît surtout se marquer par des failles normales ductiles à vergence E ou NE (communication personnelle M. Balleve, P.R. Cobbold et D. Gapais d'une part et D. Marquer d'autre part). Ces mouvements en faille normale vers la limite orientale du sub-dôme du Tessin n'ont pas encore été étudiés en détail. Nous nous contenterons de signaler leur vraisemblance dans les reconstitutions cinématiques générales (Cf paragraphe II.4.3).

3. le sub-dôme du Simplon (Annexe 8, 10, 11 et 12).

La déformation rétrograde dans le sub-dôme du Simplon est omniprésente et masque souvent la première déformation en amphibolite faciès. Les linéations d'étirement sont disposées radialement, et l'orientation est S-SO dans la fenêtre de Verampio et O-SO le long de la ligne du Simplon. Le passage entre ces deux directions extrêmes est progressif (Fig. II.6).

Les critères de cisaillement sont eux aussi indiscutables dès l'échelle de l'affleurement et indiquent un cisaillement tangentiel radial dans la direction de la linéation d'étirement; vers le S-SO dans la fenêtre de Verampio et vers l'O-SO à





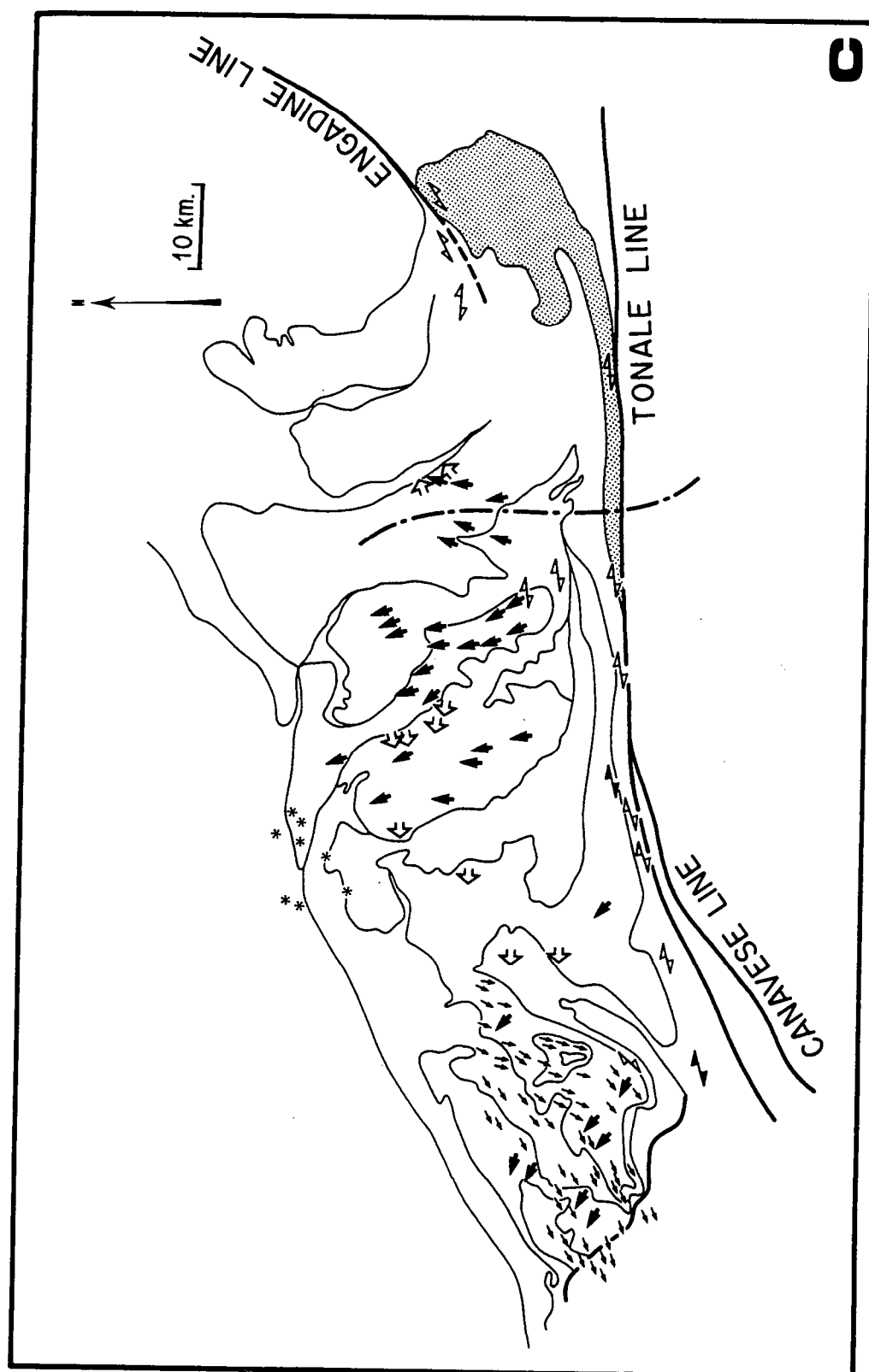


Fig. II.6 Direction des linéations d'éirement et sens de cisaillement associés. a) Les linéations haute température. Cf texte pour l'interprétation des linéations dans la zone verticale au sud du pointillé. b) Les linéations des déformations rétrogrades. c) Les sens de cisaillement pour la déformation haute température et les déformations rétrogrades.

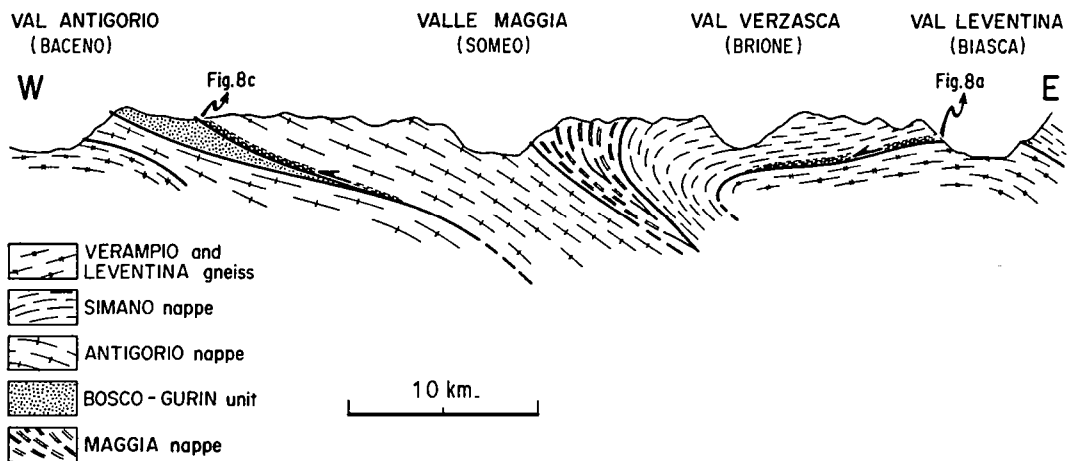


Fig. II.8. Coupe géologique E-O montrant les structures à grande échelle associées à la déformation rétrograde du Tessin. La zone verticale de Maggia est interprétée comme un pli post nappe déversé vers l'ouest.

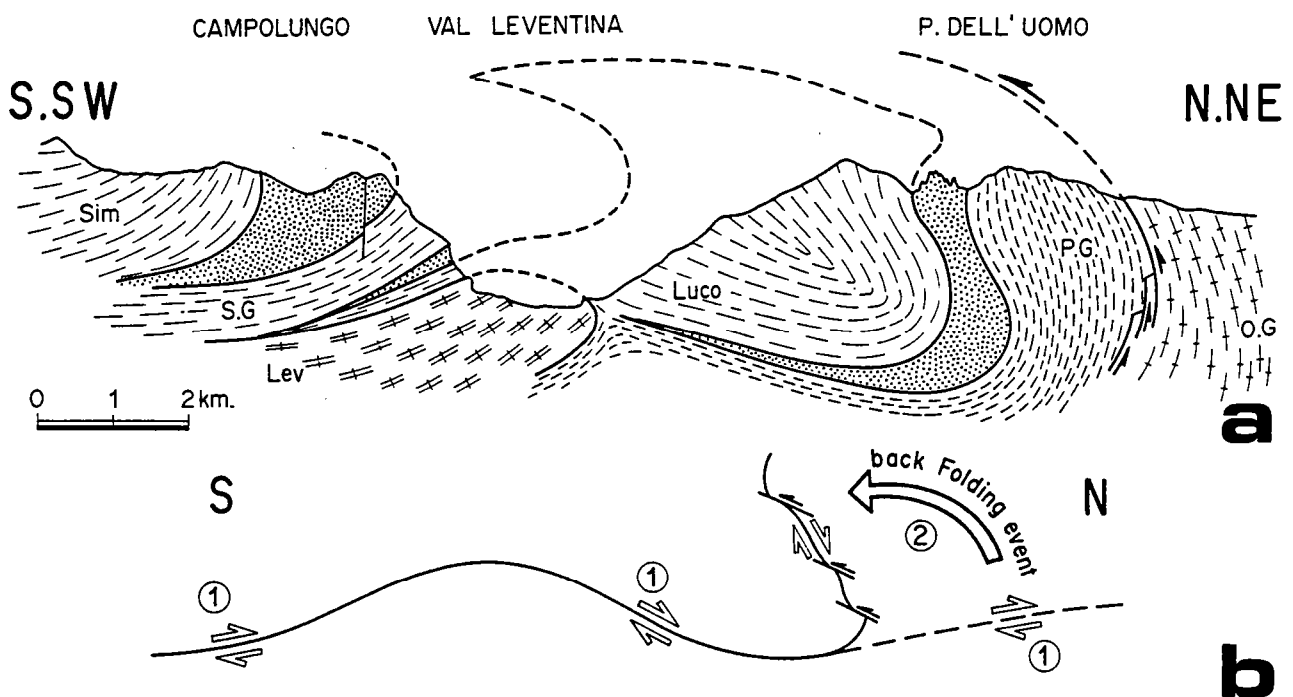


Fig. II.9. a) Coupe géologique N-S montrant le contact entre le domaine pennique au sud (Sim: Simano, Lev: Leventina, Luco: Lucomagno) et la bordure sud du Gotthard (PG: série paragneissique de Trémola, OG: orthogneiss du Gotthard). b) sketch montrant la position acquise par les critères de cisaillement de la déformation haute température (1) à la suite de l'épisode de rétroplissement (2. backfolding event).

l'approche de la ligne du Simplon. La ligne du Simplon est une faille normale ductile qui se caractérise par un fort gradient de déformation; de/dx est orienté perpendiculairement à la direction de l'accident et révèle une augmentation de l'intensité de la déformation vers le contact entre le bloc supérieur et inférieur. La déformation interne est visible tant dans le bloc inférieur que dans le bloc supérieur (Cf la différence d'appréciation entre Mancktelow 1985 et l'annexe 11, ainsi que les récentes données de Steck 1987 qui confirment l'interprétation de l'annexe 11). L'étude des lames minces montre que cette déformation se produit dans des conditions PT nettement plus rétrogrades que celles du sub-dôme du Tessin puisque les paragenèses métamorphiques correspondent à celles du faciès des schistes verts.

Sur une carte (Fig. II.6) réunissant les déformations rétrogrades à l'échelle du domaine Lépontin, on constate 1. que les directions cinématiques de ces deux déformations ne sont pas les mêmes et intersectent brutalement et 2. que leur répartition spatiale correspond aux deux sub-dômes reconnus grâce aux trajectoires de foliation. On sait par ailleurs que les conditions métamorphiques de ces deux déformations ne sont pas les mêmes, et que les données géochronologiques confirment que ces deux déformations rétrogrades ne sont pas synchrones.

II.3.3. Le rétroplissement ("backfolding").

Le rétroplissement est une des spécificités des Alpes centrales. Le front actuel des nappes penniques et la partie méridionale du massif cristallin externe du Gotthard (série de Trémola) sont déformés ensemble en une mégastucture plurikilométrique d'axe identique à celle de la foliation (N70E) du massif cristallin de l'Aar (Fig. II.9). Plusieurs auteurs ont montré que ce mégapli déversé vers le sud est souligné par le plissement de la foliation métamorphique principale haute température (Huber et al., 1980; Simpson, 1982). Il s'agit donc indubitablement d'une structure postérieure à la formation de la foliation.

La chronologie entre ces plis et la déformation haute température peut également être confirmée (dans la région septentrionale du sub-dôme du Tessin) par l'observation des microstructures telles que les bandes de cisaillement associées à l'épisode en amphibolite faciès. Tous les critères à petite échelle ont subi une rotation passive au cours du plissement. Leur cohérence devient évidente lorsque l'on remet à plat la mégastucture, tous les critères indiquent alors des mouvements tangentiels vers le nord identiques à ceux décrits plus au sud dans la zone plate (Fig. II.9, annexe 8). Peu de déformation interne est visible dans ces mégaplis, sinon quelques critères de cisaillement vers le sud observables sur les flancs verticalisés. Notons que dans le domaine pennique, ce rétroplissement est d'une grande ampleur puisque les flancs inverses peuvent être renversés jusqu'à l'horizontale. Des interférences de type 3 sont alors visibles (région de Campo-Lungo).

C'est dans le sub-dôme du Simplon que la chronologie entre cette mégastructure et les déformations rétrogrades peut être précisée. Ainsi, dans le grand synclinal de Bérisal, près de la ligne du Simplon, les critères de cisaillement de la déformation rétrograde (mouvement tangentiel vers l'O-SO) sont systématiquement renversés lorsqu'ils sont observés sur le flanc inverse de ce mégapli de rétroplissement (annexe 11 et 12). Cette chronologie a été confirmée, depuis lors, dans des régions plus orientales du sub-dôme du Simplon (N. Mancktelow, communication personnelle). Cette mégastructure de rétroplissement est donc postérieure aux déformations rétrogrades du sub-dôme du Simplon qui correspondent, rappelons le, au champ de déformation le plus récent. Sa formation peut ainsi être datée aux alentours de 10Ma (Cf annexe 8).

II.3.4. L'interprétation chronologique.

Donner l'âge relatif et absolu des différentes déformations décrites ci-dessus constitue déjà une interprétation chronologique des différentes données structurales, métamorphiques et géochronologiques actuellement en notre possession. En effet, la fourchette d'âge pour la déformation haute température dans la zone plate du domaine pennique (déplacement vers le N et le NW) demeure relativement imprécise. La limite supérieure de cette déformation pourrait correspondre à la fin du métamorphisme Lépontin bien datée à 22Ma dans le val Leventina (Köppel and Grunenfelder, 1975; 1978; Hurford, 1986), mais la limite inférieure est relativement spéculative. De plus, les températures observées pendant le rétrochevauchement le long de la ligne insubrienne sont également d'interprétation délicate dans la mesure où le fonctionnement de la faille inverse met directement en contact les roches chaudes du domaine pennique avec les roches froides du poinçon Adriatique. Le fort gradient horizontal de température, et donc le refroidissement précoce des roches penniques, ne permet pas d'utiliser les données géochronologiques dans cette région comme des datations absolues de la fin du métamorphisme amphibolitique dans le domaine pennique (27Ma le long de la ligne insubrienne). Si les données géochronologiques sont donc plus fiables au coeur du sub-dôme du Tessin (fin du métamorphisme amphibolitique à 22Ma) et du sub-dôme du Simplon (15Ma), on doit alors (de nouveau) considérer que le rétrochevauchement le long de la ligne insubrienne est contemporain du métamorphisme haute température de tout le domaine Lépontin. Dans ces conditions, c'est seulement l'âge des déformations rétrogrades dans le sub-dôme du Tessin (20Ma, Cf annexe 1) et du Simplon (15Ma, Cf annexe 1) qui est clairement établi par les données géochronologiques. Ces déformations longitudinales sont associées à la formation finale du dôme et sont immédiatement postérieures à la déformation principale à haute température.

Le problème peut être abordé indirectement en considérant le fonctionnement de la zone verticale en rétrochevauchement. Ce dernier débute clairement pendant la déformation haute température sous la poussée horizontale de la plaque adriatique considérée lors de cet épisode néo-alpin comme un poinçon rigide. La question est de savoir si, pendant cet épisode de raccourcissement intense, la zone pennique

septentrionale, également alors en amphibolite faciès et immédiatement adjacente à la zone verticalisée, peut rester indemne de déformation ductile, alors même que l'uplift qu'elle subit est tout à fait analogue à celui de la zone verticale (selon les courbes géochronologiques, avec seulement un décalage apparent dans le temps dû au gradient horizontal de température le long de la ligne insubrienne). Est-il concevable, mécaniquement, d'envisager la zone pennique déjà structurée par des charriages tangentiels, mais encore à des températures de 600-700°C, se verticaliser à l'arrière et se soulever "en bloc" uniquement par le jeu d'une zone mylonitique localisée au front du poinçon rigide? N'est-il pas nécessaire, au contraire, de poser l'hypothèse, non contredite par les éléments chronologiques à notre disposition, d'une déformation ductile globale qui permettrait un uplift généralisé de l'ensemble du domaine pennique et aboutirait à (ou réaliserait) la structuration actuellement observée sur le terrain? En d'autres termes, peut-on envisager que les deux mouvements à vergence opposée, rétrochevauchement vers le sud au front du poinçon adriatique et déplacement tangentiel vers le nord de la zone plate, soient synchrones et procèdent de la même cinématique, celle-ci se soldant par un uplift généralisé, anormalement rapide, pour l'ensemble du domaine pennique?

De forts arguments de terrain en faveur de cette hypothèse existent dans la région de Bergell. L'intrusion de ce granite est bien datée à 30Ma par la méthode U-Pb sur monazite (Gulson, 1973; Köppel and Grunfelder, 1975). H.R. Wenk a montré d'une part, que le granite est charrié vers le nord au moment de sa mise en place, en même temps que les nappes penniques alentour, et d'autre part, que le déplacement vers le nord s'est produit (ou poursuivi) après sa cristallisation (Cf planche III dans Wenk 1973). Par ailleurs, toujours sur la base de données de terrain (Milnes and Pfiffner, 1980), la mise en place du granite apparaît également synchrone, ou même légèrement postérieur, à la verticalisation des structures, c'est à dire au fonctionnement du rétrochevauchement le long de la zone mylonitique. Il semble donc que le granite syntectonique de Bergell soit un marqueur chronologique important qui argumente la simultanéité des mouvements vers le nord et du rétrochevauchement vers le sud. Notons enfin que les isogrades du métamorphisme Léontin sont à grande échelle continus et viennent entourer le granite (ce qui suggère que ces isogrades se sont formés, au plus tôt, à 30Ma).

Pour être complet, il faut cependant signaler que la mise en place du granite de Bergell et sa déformation interne sont l'objet d'une controverse (Cf Trommsdorff and Nievergelt, 1983). Dans sa partie occidentale, où les nappes environnantes ont subi le métamorphisme amphibolitique, le granite de Bergell repose à plat sur les nappes sous-jacentes (flèche de recouvrement d'une dizaine de kilomètres), les limites de nappes et du granite sont généralement concordantes, le granite est fortement folié, aucun métamorphisme de contact n'est observable, les directions cinématiques dans le granite et dans les nappes penniques sont identiques et le contact basal du granite correspond à une zone mylonitique. Ces observations structurales sont en faveur d'un charriage vers le nord du granite de Bergell (Motievska, 1970; Wenk, 1973). A l'inverse, dans sa partie orientale, le granite est faiblement déformé, les limites de nappes et du granite sont discordantes et un métamorphisme de contact sur une épaisseur de deux kilomètres est observable dans les roches intrudées (Cornelius, 1913; Trommsdorff and Nievergelt, 1983). Ces observations sont compatibles avec l'hypothèse d'une intrusion post-tectonique. Par ailleurs, les pressions mesurées dans

le granite indique actuellement une variation d'O en E de 2.5Kbar, ce qui est interprété comme le résultat d'un basculement tardif du granite autour d'un axe N-S (uplift différentiel de l'ordre de dix kilomètres) (Reusser, 1987, Schmid et al. 1989). La partie occidentale du granite était donc située, au moment de sa mise en place, nettement plus en profondeur que la partie orientale. Le meilleur moyen de réconcilier les observations contradictoires recueillies sur le granite de Bergell est alors de les relier au gradient vertical de température, et de considérer la mise en place du granite comme synchrone de la déformation. Cependant, nous verrons plus loin que l'intrusion de Bergell est postérieure et une conséquence de la première déformation tertiaire (meso-alpine) qui correspond au chevauchement du pennique supérieur sur le pennique inférieur (Cf p.28 et 38).

Une telle interprétation des déformations haute température relance naturellement le débat sur l'âge exact du métamorphisme Lépontin dans les Alpes centrales, car elle admet implicitement que ces déformations sont nettement plus récentes que l'âge classique de 40-38Ma habituellement considéré.

Il convient donc de revenir sur la signification des âges à 40Ma. Ces derniers proviennent de régions situées à la limite orientale (Steinitz and Jäger, 1981) et occidentale (Hunziker, 1970) du dôme Lépontin, à l'extérieur de l'isograde du staurotide. Ce sont des âges obtenus par la méthode Rb-Sr sur phengite, considérés comme des âges de formation du micas blanc et définissant l'âge des conditions maximales du métamorphisme (Jäger, 1973). Ils sont identiques à ceux trouvés dans le domaine pennique des Alpes occidentales franco-italiennes. Dans cette portion de la chaîne alpine, les âges à 40Ma sont bien établis et sont supposés dater la déformation tertiaire majeure (Cf revue des âges dans Ballèvre, 1988). De ce point de vue, tous les âges trouvés au coeur du dôme Lépontin sont considérés comme des âges de refroidissement, datant seulement le passage d'une isotherme lors de la remontée du matériel. Cependant, tous les âges trouvés étant largement postérieurs à 40Ma, aucune donnée géochronologique provenant du dôme lui-même ne permet d'argumenter que le métamorphisme amphibolitique date du début de l'Oligocène (40Ma). Tous les âges indiquent seulement, et sans ambiguïté, que la haute température se serait maintenue (!?) jusqu'à 15-20Ma.

Les éléments de réponse reposent sur l'interprétation des âges U-Pb sur monazite (Köppel and Grunenfelder, 1975 et 1978) et sur ceux obtenus par la méthode K-Ar sur hornblende (Deutsch and Steiger, 1985).

Hypothèse 1 (Fig. II.10a). La méthode U-Pb sur monazite donne un âge de refroidissement ("cooling age") avec une température de blocage à 530°C. Les âges obtenus (22 à 27Ma) ne correspondent pas à l'âge du métamorphisme Lépontin conservé dans les paragenèses métamorphiques (600-650°C) mais datent seulement le passage de l'isotherme 530°C pendant l'uplift du domaine pennique. Une objection à cette hypothèse est le taux de refroidissement assez lent (10°C/Ma) pendant 20Ma des roches actuellement à la surface, depuis le supposé pic à 40Ma jusqu'au début de la période à taux de refroidissement rapide (65°C/Ma) daté, dans cette hypothèse, par Rb-Sr sur muscovite (500°C à 20Ma).

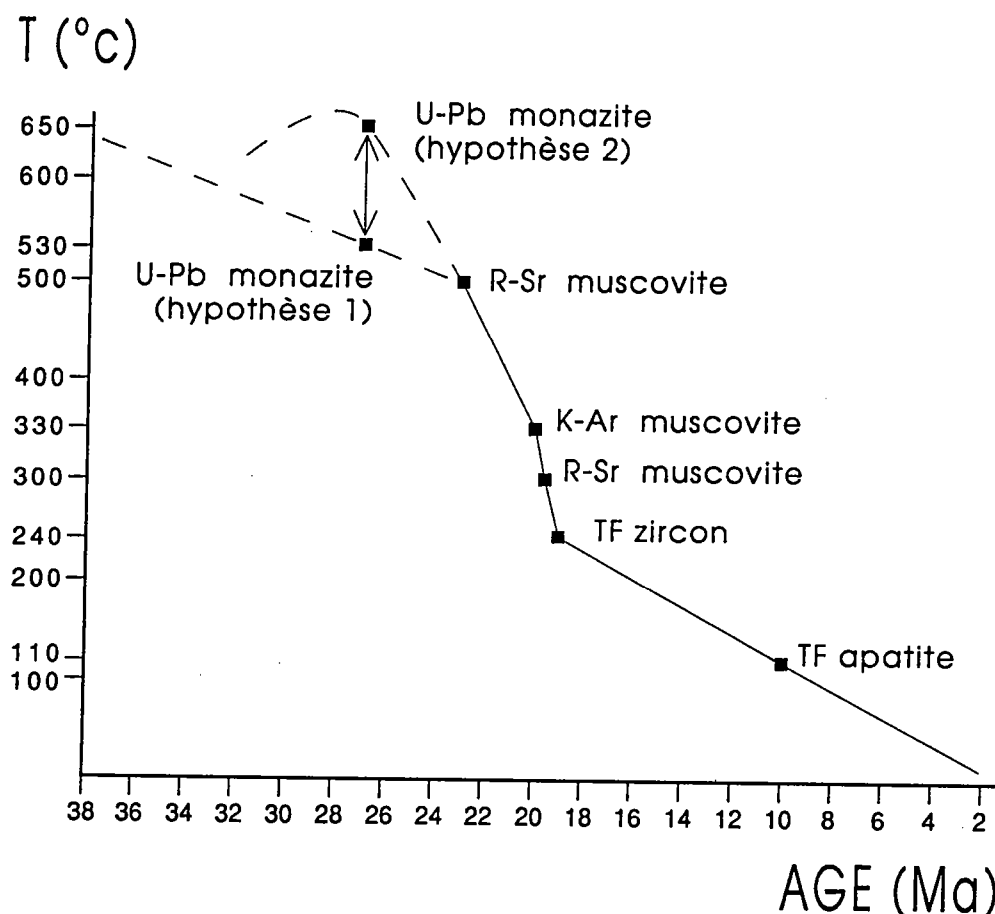


Fig. II.10. Courbe température-temps obtenue d'après les données géochronologiques (Hurford, 1986) au cœur du domaine pennique. Les deux courbes en pointillé (hypothèses 1 et 2) correspondent aux deux interprétations possibles des âges U-Pb sur monazite (âge de formation ou âge de refroidissement, Cf texte).

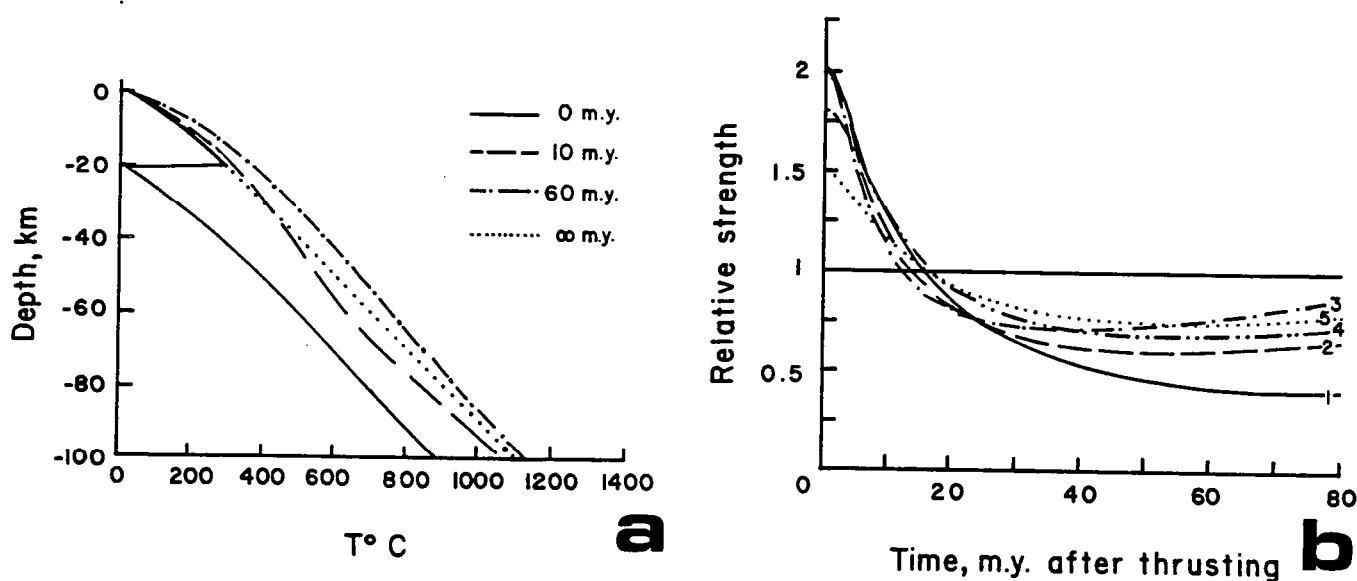


Fig. II.11. L'évolution thermo-mécanique d'une lithosphère épaissie par chevauchement crustal. a) Allure du géotherme à $t=0, 10, 60$ Ma après le chevauchement. A 60 Ma le gradient géothermique est plus élevé que celui obtenu après totale rééquilibration thermique. b) La résistance de la lithosphère (normalisée à une valeur cratonique moyenne) en fonction du temps écoulé après le chevauchement. On note que la résistance, nettement plus élevée que la valeur moyenne juste après le chevauchement, devient nettement plus faible que la valeur moyenne après 20-40 Ma (d'après Glazner et Bartley, 1985).

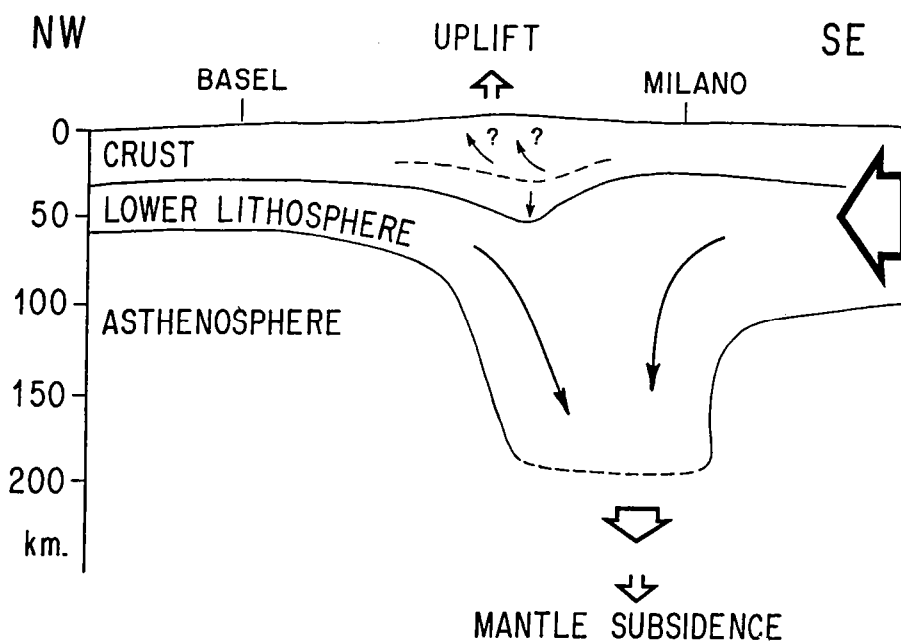


Fig. II.12. Coupe schématique du système croûte-manteau dans les Alpes suisses d'après les données géophysiques (Panza and Mueller, 1979). Les flèches schématisent le double mouvement de la matière, ascendant et descendant, supposé dans le modèle cinématique de la déformation tertiaire. La ligne en pointillé représente la limite entre mouvements ascendants et descendants de la matière.

Summary of mechanical parameters in experimental conditions and in nature *

	Model (trough)	Nature (thickened crust after thermal relaxation)
Width, L_0 (m)	$11.5 \cdot 10^{-2}$	$1.2 \cdot 10^5$ (120 km)
Depth (m)	$5.9 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^4$ (60 km)
Velocity (m/s)	$2.77 \cdot 10^{-6}$	$3.2 \cdot 10^{-10}$ (1 cm/yr)
Duration (s)	$3.24 \cdot 10^4$	$3.13 \cdot 10^{14}$ (10 Ma)
Shortening, $L_0 - L_1$ (m)	$9 \cdot 10^{-2}$	10^5 (100 km)
Density (kg/m ³)	$1.2 \cdot 10^3$	$2.8 \cdot 10^3$
Viscosity (pa s)	10^4 (silicone)	10^{20}
Stress (Pa)	1	10^5

* Length ratio = 10^{-6} , time ratio = 10^{-10} . Compare model ratio with those of Davy and Cobbold (1988).

Tableau I. Les paramètres mécaniques utilisés dans la modélisation expérimentale et ceux estimés pour la déformation naturelle. Rapport de longueur: 10^{-6} , rapport de temps: 10^{-10} .

Hypothèse 2 (Fig. II.10b). La méthode U-Pb sur monazite donne l'âge de formation du minéral et correspond à une température de 600-650°C, identique à celle donnée par les paragenèses métamorphiques de l'amphibolite faciès. Dans ce cas, les âges U-Pb datent le métamorphisme Lépontin, ou (tout au moins) le début du refroidissement juste après les conditions thermiques maximales. On constate alors, et c'est un fort argument en faveur de cette hypothèse, que l'âge obtenu par cette méthode poursuit la droite obtenue par les autres méthodes (non controversées) et confirme parfaitement le taux de refroidissement rapide observé (Fig. II.10b). Dans l'état actuel des connaissances, c'est à dire avec les réserves habituellement formulées sur cette méthode, les âges obtenus par K-Ar sur hornblende confirment en tout point l'hypothèse 2 (Deutsch and Steiger, 1985).

Alors que la datation à 40Ma pour le métamorphisme Lépontin a été longtemps admise telle quelle et non discutée par les géologues, la plupart des géochronologistes défendent maintenant l'hypothèse 2, c'est à dire qu'ils considèrent que, au coeur du dôme Lépontin, les conditions thermiques des paragenèses métamorphiques ont été atteintes vers 25-22Ma (Köppel and Grunenfelder, 1975, 1978; Hanni et al., 1975; Deutsch and Steiger, 1985; Monié, 1985; Hurford, 1986). De plus, à la périphérie du dôme Lépontin, dans la région du Mont-Rose, des arguments géochronologiques et pétrographiques indiquent la présence d'un épisode métamorphique à 40-38Ma, suivi d'un refroidissement, puis d'un second épisode vers 27Ma (Monié, 1985). Ce second épisode correspondrait à l'effet, lointain, du métamorphisme haute température enregistré au coeur du dôme Lépontin (Monié, 1985). Ce dernier point semble indiquer que le dôme Lépontin s'accompagne d'un front thermique qui réchauffe les régions périphériques (Klaper, 1986), réouvrant ainsi partiellement certains systèmes isotopiques.

L'interprétation chronologique défendue dans cette thèse repose sur l'hypothèse 2. Tirons toutes les conséquences de cette hypothèse.

1. L'"uplift" rapide du domaine Lépontin n'est pas restreint à une histoire post-métamorphique puisque cet "uplift" a largement commencé dans l'amphibolite faciès comme en témoignent les données U-Pb sur monazite. Ce point est (par ailleurs) en accord avec le métamorphisme observé dans les mylonites de la ligne insubrienne (Schmid et al., 1987; Heitzmann, 1987).

2. Puisque les conditions métamorphiques de l'amphibolite faciès sont atteintes vers 25Ma dans le dôme Lépontin, le synchronisme des deux déformations haute température à vergence opposée devient une nécessité. C'est donc l'hypothèse, posée précédemment pour d'autres raisons, d'une cinématique globale réalisant la structuration actuellement observée sur le terrain qui devient ainsi une nécessité.

3. Si un tel modèle cinématique global existe, il doit être en mesure d'expliquer 1.les éléments géométriques actuellement décrits sur le terrain 2.les raisons d'un uplift aussi rapide qui commence lorsque les roches ont atteint les conditions thermiques de l'amphibolite faciès 3.les déformations rétrogrades E-O longitudinales à la chaîne et 4.l'existence du dôme Lépointin lui-même, c'est à dire la présence dans cette région de roches en amphibolite faciès, refroidies tardivement, et entourées tant à l'est qu'à l'ouest de roches dont le refroidissement est nettement antérieur (40-38Ma).

II.4. L'interprétation cinématique des déformations tertiaires.

II.4.1. Le modèle mécanique.

Le modèle mécanique prend en compte l'épisode éo-alpin qui, au Crétacé, correspond à la convergence puis à la collision des deux plaques lithosphériques, européenne et adriatique. Le chevauchement croûte sur croûte est attesté par le métamorphisme éclogitique dont les pressions calculées indiquent, au moins dans certaines unités telles que la nappe de l'Adula, un enfouissement de la croûte continentale européenne jusqu'à des profondeurs avoisinant la centaine de kilomètres. Le report des conditions pression-température (Heinrich, 1982, 1986) sur un diagramme température-profondeur permet de visualiser le gradient géothermique (dT/dP) enregistré à cette époque. Le gradient, typique d'un métamorphisme de haute pression-basse température (éclogite faciès), est significativement plus bas que celui généralement attribué à une croûte continentale stable de 30Km (courbe notée "average" sur la Fig. II.5a). La relaxation thermique d'une croûte épaissie dépend d'un certain nombre de paramètres mécaniques et varie de 20 à 50Ma (Glazner and Bartley, 1985, Fig. II.11). L'absence de déformation significative pendant l'éocène peut être reliée à cette période, consécutive de l'épaississement éo-alpin, pendant laquelle la croûte épaissie s'équilibre thermiquement et donc se réchauffe progressivement. L'interruption de la tectonique alpine après l'épisode éo-alpin est alors interprétée comme l'impossibilité mécanique de déformer plus avant une croûte épaissie (90-100Km) et dont le gradient géothermique est très bas, de type éclogitique. Aucune interruption des contraintes tectoniques imposées par la convergence à la limite entre les deux plaques lithosphériques n'est nécessaire à la suite de l'épisode éo-alpin, seuls des facteurs mécaniques déterminants empêchent momentanément la déformation de se poursuivre. La déformation reprend lorsque les conditions mécaniques sont à nouveau réunies, à savoir une croûte moins épaisse (par érosion et compensation isostatique) et un gradient géothermique plus élevé (par relaxation thermique).

Cette histoire tectonique paraît commune aux Alpes franco-italiennes et centrales. Dans les Alpes franco-italiennes, la fin du Crétacé correspond à une période importante de sédimentation, sédimentation de type flysch donc syn-orogénique (Kerckhove, 1980; Caron et al., 1989). Ainsi, la sédimentation dans le domaine interne des Alpes franco-italiennes des flyschs à helminthoïdes du Cénomano-Turonien

(100Ma) jusqu'au Paléocène (55Ma), et la sédimentation nummulitique dans le domaine externe qui s'interrompt au début de l'Oligocène (40Ma) sont une bonne indication du calme tectonique qui a prévalu à cette époque. Cette période correspond à l'érosion de la chaîne éo-alpine. La fin de la sédimentation du nummulitique ainsi que les datations radiométriques à 40Ma peuvent être considérées comme l'âge principal de la déformation tertiaire, reconnue dans toutes les Alpes franco-italiennes. Dans les Alpes centrales, les sédiments les plus récents connus dans la zone pennique sont datés du Lutétien supérieur (45Ma) (Trumpy, 1973), mais ce sont surtout les âges radiométriques à 40Ma, obtenus à la périphérie orientale et occidentale du dôme, qui sont témoins de cette déformation. Le meilleur argument structural de l'existence de cette déformation est indirect, et provient de la distribution du métamorphisme haute pression (éo-alpin) dans les Alpes centrales, déjà signalée au paragraphe II.2. C'est à cette époque que le pennique supérieur (éclogitique) a dû être charrié sur le pennique inférieur (indemne de métamorphisme éclogitique). Cette hypothèse (suggérée par M. Ballèvre) est la seule qui permette de relier les quelques datations à 40Ma trouvées dans les Alpes centrales à un épisode de déformation indiscutable (distribution actuelle du métamorphisme éclogitique) qui ne peut être expliqué dans le cadre de la déformation ultérieure. Dans la région orientale du dôme, le charriage initial, d'âge tertiaire, de la nappe de schams sur les nappes de Tambo et de Suretta et la déformation associée (schistosité, linéation d'étirement NO à N.NO, critère de cisaillement vers le NO et le N.NO) pourrait correspondre à cet épisode tectonique (Schmid et al., sous presse).

C'est à la suite de cet événement que l'histoire des Alpes occidentales et celle des Alpes centrales diffèrent sensiblement. On sait, en effet, que dans les Alpes occidentales la déformation se poursuit alors sans interruption, marquée par une progradation des chevauchements vers l'extérieur de la chaîne. Les grands chevauchements crustaux et lithosphériques, bien visibles sur les coupes sismiques, empêchent la température de s'élever dans la croûte européenne progressivement épaissie (Cf l'effet d'écran "screen effect" décrit par Davy and Gillet, 1986). Dans les Alpes centrales, une telle histoire progressive ne peut être mise en évidence sur le terrain et les coupes sismiques ne révèlent pas de cisaillement lithosphérique comme dans les Alpes franco-italiennes (Cf paragraphe II.1). Plusieurs arguments convergents indiquent, bien au contraire, que la déformation majeure dans tout le domaine pennique se produit au plus tôt vers 30Ma (Cf paragraphe II.3.4; l'interprétation chronologique). Dans ces conditions, à l'inverse de l'histoire thermique argumentée dans les Alpes occidentales (Gillet et al., 1987), il est mécaniquement logique de défendre l'hypothèse que c'est l'absence de déformation significative, depuis le chevauchement du Pennique supérieur vers 50-40Ma jusqu'à 30Ma, qui permet à la température de s'élever dans le domaine pennique inférieur. Les raisons de cette évolution différente entre les deux branches voisines de l'arc alpin sont probablement à rechercher à l'échelle des plaques en présence et pourraient être liées aux variations des directions de déplacement de la plaque Adriatique (Cf les hypothèses formulées au paragraphe II.5).

Pour bien comprendre le modèle mécanique proposé, de la formation du dôme Lépontin, il est nécessaire d'insister sur quatre éléments déterminants.

1. Avant la déformation haute température (D1, Cf paragraphe II.3.1), la croûte européenne est déjà une croûte épaissie à la suite d'une part, de l'épisode Crétacé éo-alpin et d'autre part, du chevauchement tangentiel du Pennique supérieur sur le Pennique inférieur à l'Oligocène (40Ma). Il n'est cependant pas possible de faire la part de ces deux événements et de déterminer l'épaisseur exacte de la croûte avant le début de la déformation à 30Ma.

2. Les quelques 10Ma qui séparent la déformation Oligocène de la déformation Miocène (30Ma) permettent à la relaxation thermique de continuer et ce jusqu'au gradient géothermique enregistré par les paragenèses du métamorphisme haute température (Cf courbe 2 sur fig. II.5a). Ainsi, c'est en conséquence de l'épaississement crustal vers 50-40Ma que le granite de Bergell se met en place aux alentours de 30Ma. Les conséquences sur les propriétés mécaniques de la lithosphère d'un gradient géothermique aussi élevé est la diminution de la résistance au cisaillement au sein de la lithosphère, c'est à dire la disparition des niveaux potentiels de décollement tels le MOHO ou la limite granulite-amphibolite (Kuznir and Park, 1986).

3. Le flux de chaleur (et donc le gradient géothermique) actuellement observé dans les Alpes centrales est très bas ($45-55 \text{ mW.m}^{-2}$, Ribach et al. 1977; Bradbury and Nolen-Hoeksema, 1985). Les modèles thermiques récents indiquent que ce bas flux de chaleur est établi depuis le miocène (Bradbury and Nolen-Hoeksema, 1985). Ceci est vraisemblablement dû à la profonde racine lithosphérique (froide) détectée par les méthodes géophysiques (Cf paragraphe II.1, Müeller, 1980). En conséquence, cette racine, nécessairement postérieure au gradient géothermique du métamorphisme haute température, s'est formée pendant la phase majeure de déformation (30-20Ma). Deux mécanismes peuvent être invoqués: celui d'un raccourcissement homogène de la lithosphère ou celui d'un plissement à très grande échelle. Dans les deux cas, cette racine est l'indice d'un raccourcissement horizontal très important.

4. Enfin, toujours avant la déformation haute température, vers le sommet de la croûte, la présence de socle austro-alpin charrié au Crétacé (épisode éo-alpin, Cf les âges radiométriques dans Thöni and Hoinkes 1987 et Frank et al. 1987) représente une variation lithologique importante, correspondant à une interface inversée socle-couverture. La couverture mésozoïque européenne est située sous le socle austro-alpin (entre les deux se trouve la fine nappe ophiolitique de la Platta, reliquat de l'océan téthisien disparu par subduction). L'épaisseur de ce socle à l'Oligo-Miocène est évaluée à 7-10Km (2-3Kbar, Cornélius, 1935; Dietrich, 1969). Combiné avec la diminution de la température vers le sommet de la croûte européenne (transition fragile-ductile), cette interface doit être considérée comme la plus potentiellement active (i.e. niveau de décollement) au moment de la déformation haute température.

La déformation à 30Ma se produit lorsque des conditions thermiques suffisantes sont atteintes dans la croûte européenne, c'est à dire 600°C vers 20Km d'après les

paragenèses métamorphiques. La température élevée permet une déformation globalement continue (c'est à dire sans chevauchement lithosphérique comme dans les Alpes franco-italiennes) si on considère l'évolution du système à l'échelle de toute la lithosphère. Ce raccourcissement globalement homogène intègre l'"uplift" observé des roches crustales en amphibolite faciès et l'enfoncement de la lithosphère mantellique dans l'asthénosphère. Le champ des déplacements dans la lithosphère correspond à un double mouvement de la matière: ascendant pour la partie moyenne et supérieure de la croûte; descendant pour la lithosphère mantellique et la partie inférieure de la croûte (modèle cinématique déjà proposé par Kissling et al., 1983; Werner and Kissling, 1985; Cf aussi Laubscher and Bernoulli, 1982) (Fig. II.12). Ces deux sens opposés de déplacement sont séparés par une limite non matérielle qui migre dans l'espace au cours de la déformation.

Ce qui reste maintenant à déterminer, si ce modèle mécanique est correct, et pour mieux comprendre les données de terrain, c'est la cinématique (déplacement et déformation au cours du temps) associée aux mouvements ascendants de la matière dans les parties moyenne et supérieure de la croûte.

II.4.2. La modélisation analogique.

Le but de cette modélisation est de décrire et de comprendre le champ des déplacements associé à la déformation, par raccourcissement horizontal, d'une croûte épaisse mais réchauffée par relaxation thermique. L'échelle de cette modélisation est donc, tout au plus, crustale. D'un point de vue physique, le dispositif expérimental simule les grandes variations horizontales de résistance impliquées par le modèle mécanique dans la croûte continentale. La zone épaisse ductile (croûte chaude) est limitée, à l'arrière, par un poinçon mobile (promontoire indéformable de la plaque en mouvement) et, vers l'avant, par une bordure fixe et indéformable (avant pays de la plaque poinçonnée). Dans la nature, ces variations horizontales de résistance mécanique ne sont naturellement pas aussi brutales mais le dispositif expérimental, simplificateur, permet de concentrer l'analyse sur l'effet majeur engendré par de telles variations. Ce que cherchent à établir le plus précisément possible ces expériences, ce sont les caractéristiques cinématiques des structures majeures associées aux mouvements ascendants de la matière. L'hypothèse première est donc de considérer que nous pouvons isoler et étudier séparément, par des expériences, la partie supérieure d'un système plus ample impliquant également la lithosphère mantellique (Fig. II.12). Dans ce cas, la base du modèle analogique correspond à la limite inférieure des mouvements ascendants de la matière. Cette hypothèse est nécessaire pour accéder à l'échelle et aux "détails" des déformations que nous cherchons à analyser.

Les conditions de similitude des modèles analogiques ont été étudiées théoriquement par plusieurs auteurs (e.g. Hubbert, 1937; Ramberg, 1981). Sans entrer dans les détails, nous aborderons le problème sous l'angle des profils de résistance et des rapports d'échelle.

1. Profils de résistance. L'exact profil de résistance au cisaillement dans la croûte continentale est un problème encore discuté. La plupart des auteurs s'accordent pour considérer fragile la partie supérieure de la croûte et ductile la partie inférieure (e.g. Kirby, 1985; Rutter and Brodie, 1987; Carter and Tsenn, 1987). La proportion relative fragile-ductile varie dans des rapports allant de 1:3 à 1:5 (Carter and Tsenn, 1987, p.50). En profondeur, des fluctuations de résistance, à certaines interfaces particulières telles la limite amphibolite-granulite ou celle du MOHO, sont généralement considérées comme des niveaux de décollements potentiels. Ces fluctuations s'estompent avec l'augmentation du gradient géothermique (Kuznir and Park, 1986), si bien que dans le cadre de notre modélisation la partie ductile épaisse doit se déformer de façon continue sans niveau de décollement tangentiel, la base de cette zone étant considérée comme la limite inférieure des mouvements ascendants de la matière. Ceci est conforme aux hypothèses du modèle mécanique étudié (Cf II.4.1). En revanche, de part et d'autre de la zone ductile épaissie, la base du matériel ductile peut être considérée comme un niveau de décollement à l'intérieur de la croûte continentale.

Le matériel utilisé pour simuler la partie fragile de la croûte est le sable de Fontainebleau qui obéit au critère de rupture Navier-Coulomb. La cohésion est négligeable et l'angle de friction interne proche de celui de la majorité des roches (30°). La partie ductile est simulée par de la silicone, matériel visqueux qui suit une loi de fluage caractérisée par une relation linéaire entre contrainte et vitesse de déformation. Les profils de résistance au cisaillement des modèles analogiques sont ainsi similaires à ceux supposés de la croûte continentale (Fig. II.13).

2. Rapports d'échelle. Les modèles analogiques sont construits avec un rapport d'échelle des longueurs de 10^{-6} par rapport à la nature (1cm dans le modèle correspond à 10Km dans la nature). Le rapport de temps entre nature et modèle est fixé à 10^{-10} (1h d'expérience représente 1Ma dans la nature) de sorte que les expériences se déroulent en un laps de temps raisonnable de l'ordre d'une dizaine d'heures. Le rapport des viscosités modèle-nature est alors de 10^{-16} ($10^{-10} \times 10^{-6}$) et la viscosité de la silicone utilisée (10^4 Pa.s) permet d'évaluer la viscosité des roches naturelles modélisées (10^{20} Pa.s). Une telle viscosité pour des roches dans des conditions de haute température (amphibolite faciès) paraît tout à fait raisonnable (Cf Heard, 1976). De même, si la vitesse de plaque est de l'ordre de 1cm.a^{-1} , le facteur d'échelle entre modèle et nature est de l'ordre de 10^4 ($10^{-6}/10^{-10}$) et la vitesse dans le modèle doit être de $1,14\text{ cm.h}^{-1}$ (1 cm.h^{-1}). Les grandeurs physiques utilisées pour la partie centrale ductile de tous les modèles expérimentaux et les grandeurs physiques correspondantes dans la nature sont données dans le tableau I.

En ce qui concerne la partie fragile du modèle, la cohésion a la dimension d'une contrainte et l'angle de friction interne est un nombre sans dimension. La cohésion du matériel analogique doit donc être négligeable (rapport d'échelle de 10^{-7}), et l'angle de friction interne doit être le même que celui des roches. Le sable de Fontainebleau paraît donc un excellent analogue pour modéliser la partie fragile de la croûte continentale (Cf à titre de comparaison les rapports d'échelle utilisés par Davy and Cobbold (1988) pour

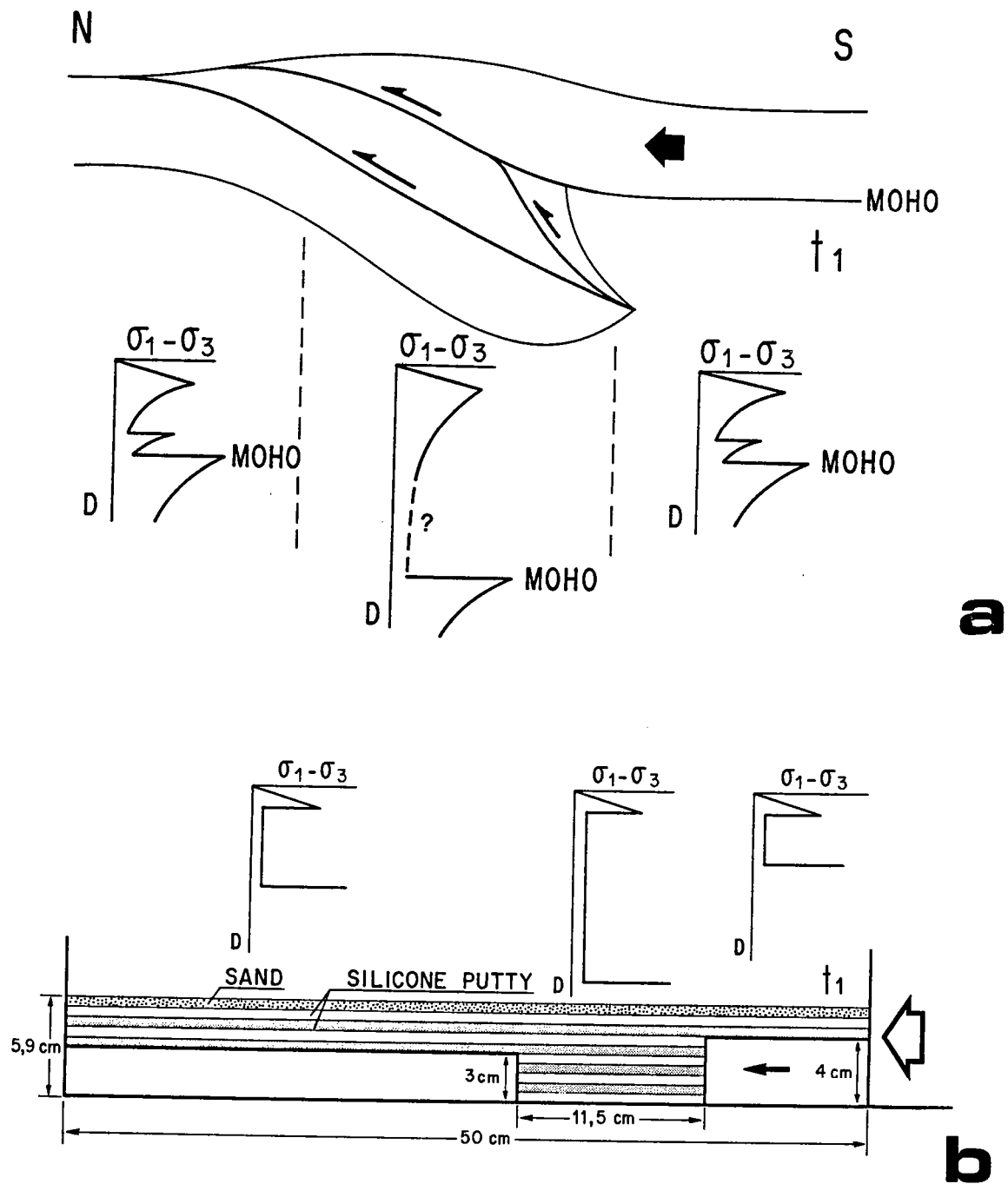


Fig. II.13. a) représentation schématique des chevauchements croûte sur croûte pendant l'événement éoalpin (Crétacé). Profils de résistance après rééquilibration thermique dans la zone épaissie. b) Dispositif expérimental simulant les variations horizontales de résistance postulées dans le modèle mécanique. La croûte épaisse ductile est représentée par les couches de silicone situées entre les deux pistons rigides. Au dessus, profils de résistance correspondant à l'expérience.

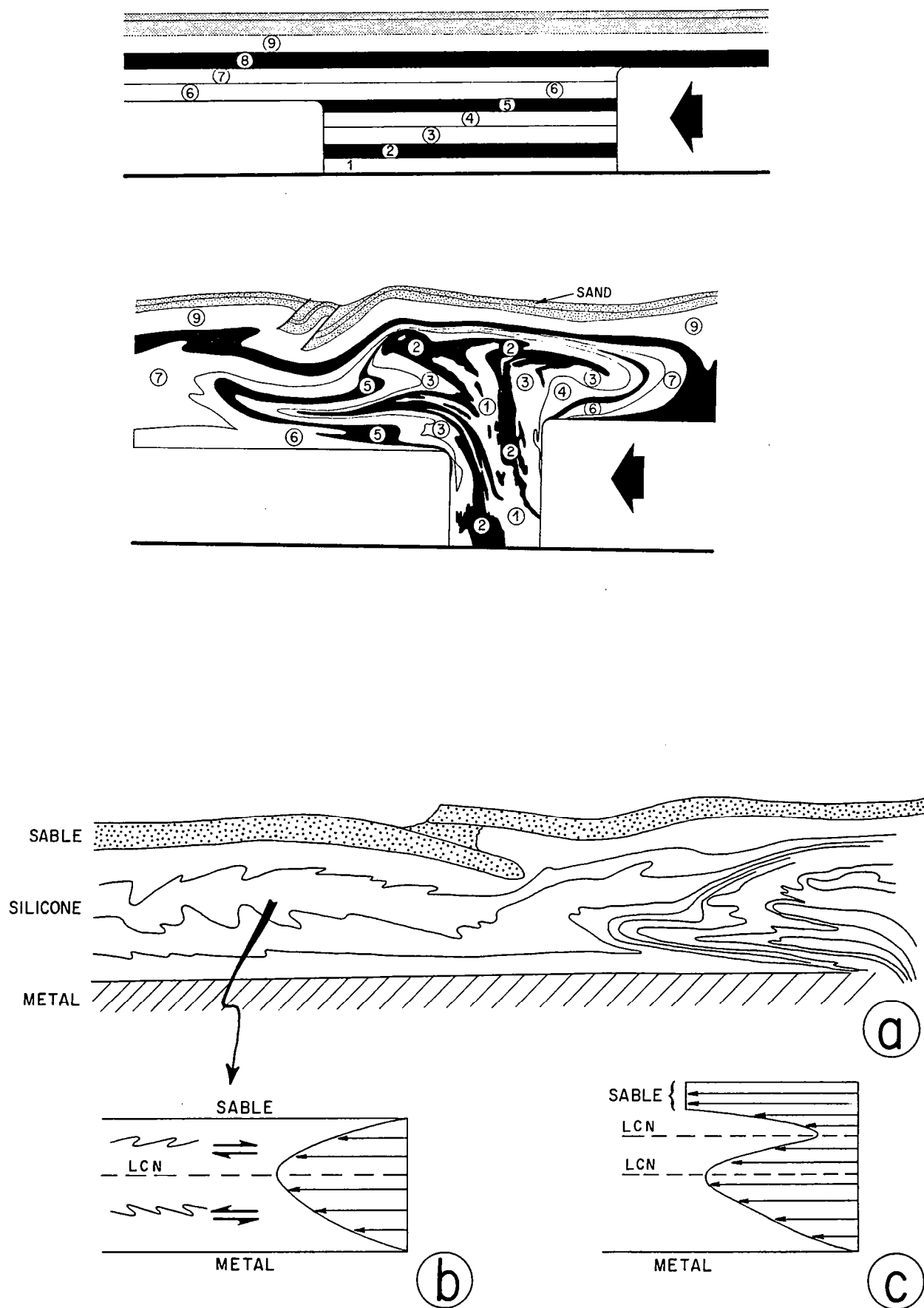


Fig. II.14. a) Partie frontale du modèle 3. b) Interprétation des sens de cisaillement dans le modèle par le profil vertical de vitesse. c) Profil vertical de vitesse dans les expériences 4, 5, 6 et 7 (proche de celui reconstitué dans la partie orientale du dôme Lépointin; Schmid, communication personnelle).

les expériences de poinçonnement Inde-Asie; ainsi que ceux de Vendeville et al. (1987) pour les expériences d'extension de la croûte continentale).

Au total, sept expériences ont été réalisées (3 en collaboration avec B. Guillier, Cf annexe 13). En faisant varier certaines conditions aux limites dans le cadre d'un dispositif expérimental globalement constant, un certain nombre de cas simples ont été testés dans le but de comprendre au mieux l'histoire des déplacements associés au raccourcissement horizontal de la partie centrale ductile. A raison d'un déplacement du piston de 1 cm.h^{-1} pendant 9h, le raccourcissement horizontal de la partie centrale atteint 83% à la fin de l'expérience (tableau I).

Modèle 1. La première expérience, la plus simple, correspond à un modèle entièrement ductile (sans sable). Cette expérience permet de visualiser la structure finale globale commune à toutes les expériences, et ainsi de mettre en évidence les invariants liés directement à la procédure expérimentale.

On distingue quatre zones principales (planche Ia):

1. Une zone verticale extrêmement déformée entre les deux pistons rapprochés.
2. Un rétrodéversement, limité, sur le piston mobile.
3. Une zone plate importante charriée sur le piston fixe à partir de la zone verticale.
4. Une zone de raccourcissement (prononcé) au front du modèle, c'est à dire en avant de la zone plate. Ce raccourcissement est visible par l'augmentation d'épaisseur des couches horizontales après la déformation.

L'interprétation cinématique repose naturellement sur le comportement de la silicone raccourcie horizontalement: celle-ci est verticalement extrudée, une partie peu importante est charriée sur le front du piston mobile tandis que l'essentiel du matériel s'écoule sur le piston fixe. Au front de ce déplacement tangentiel, la matière est comprimée et déplacée horizontalement.

Dans ce modèle, et contrairement aux suivants, la gravité joue un rôle particulièrement important qui masque le processus cinématique prépondérant. En effet, dès le début de l'expérience, une pente de surface (dH) est créée à partir de la zone extrudée verticalement. Un étalement gravitaire, actif pendant toute l'expérience, tend à horizontaliser cette surface topographique. La presque totalité de l'épaisseur des couches de silicone situées initialement au dessus de la zone extrudée, disparaît ainsi en s'étalant vers l'avant du modèle (planche Ia). Ce processus d'étalement gravitaire, absent ou limité dans les modèles suivants, empêche de suivre plus précisément le processus d'intrusion horizontale de la silicone extrudée. On doit cependant noter que c'est la gravité qui, dans toutes les expériences, empêche la silicone extrudée de s'élever indéfiniment, et est donc à l'origine du processus d'intrusion horizontale.

Modèle 2. Dans cette expérience, la partie ductile (silicone) est surmontée par un multicouche sable-silicone (rapport 2:1 en faveur du multicouche). La déformation peut être suivie en surface grâce à une grille d'éléments carrés disposée sur la couche supérieure de sable. Des reliefs sub-cylindriques importants, d'amplitude égale à

l'épaisseur du multicouche, apparaissent à l'arrière du modèle. Ils résultent d'un plissement (et parfois de chevauchements) à l'échelle du multicouche. Dans le reste du modèle, il y a peu de déformation visible en surface, à l'exception de quelques rétrochevauchements qui apparaissent au front du modèle.

En coupe, on retrouve la zone verticale (zone 1) entre les pistons rapprochés ainsi que la zone plate (zone 3) constituée de silicone charriée, à partir de la zone verticale, sur le piston fixe. On constate également que l'intrusion horizontale de la silicone extrudée s'est faite sous le multicouche sans que celui-ci ne se déforme (le multicouche au dessus de la zone d'extrusion-intrusion n'est pratiquement pas plissé). Dans le détail, la zone plate (zone 3) est d'une extrême complexité, elle est globalement constituée par un grand pli replissé sur lui-même. C'est à l'arrière que le multicouche est intensément déformé par des plis et chevauchements à vergence interne. A l'arrière du modèle, comme au front bien que dans une moindre mesure, la silicone a tendance à fluer sous le poids du multicouche et à refluer vers le centre du modèle. Ces déplacements complexes de matière, liés à une partie supérieure peu ductile trop importante, expliquent la formation en grand pli replissé de la zone plate.

Modèle 3. Cette expérience (ainsi que les suivantes) possède le rapport fragile-ductile (1:3 à 1:5) considéré comme le plus proche des conditions naturelles, dans l'état actuel des connaissances (Carter and Tsenn, 1987, p.50). Elle confirme, tout d'abord, que la silicone extrudée se déforme et se déplace ductilement sous la partie fragile sans que celle-ci ne soit affectée par cette intense déformation. L'interface fragile-ductile est ainsi un niveau de découplage qui permet à l'intense déformation ductile (silicone) de se produire sous un "couvercle" (sable) pratiquement non déformé. Ce modèle permet également d'apporter des précisions importantes sur le processus d'intrusion horizontale de la silicone extrudée. L'intrusion horizontale qui, en raison de la disposition initiale en couche horizontale correspond dans son ensemble à un vaste pli couché (planche I, b et c), présente sur une verticale des sens de cisaillement opposés; à vergence externe dans la partie inférieure et à vergence interne dans la partie supérieure (planche I, b et c). En avant de la zone plate, dans la zone raccourcie horizontalement (zone 4), on observe également le même renversement des sens de cisaillement de la base au sommet (Fig. II.14a). Cette inversion des sens de cisaillement est explicable par le profil vertical de vitesse lié à l'intrusion horizontale de la silicone entre les deux limites, non déformées, inférieure (plaque d'acier) et supérieure (sable) du modèle (Fig. II.14b; Cf annexe 13). Localement, le cisaillement à vergence interne provoque dans le sable un rétrochevauchement (planche Ic). Ce rétrochevauchement, qui peut passer latéralement à un chevauchement à vergence externe, est la seule déformation visible en surface pendant le déroulement de l'expérience, à l'exception d'une augmentation de la topographie (dôme topographique) au dessus de la silicone extrudée (zone 1 et 3).

Modèles 4 et 5. Les deux expériences suivantes sont conçues pour permettre à la partie fragile de se déplacer au cours de la déformation, ceci afin de tester son comportement au dessus du dôme topographique créé par l'extrusion de la silicone (Fig. II.14c). Pour ce faire, l'avant du modèle est essentiellement visqueux, introduisant ainsi une nouvelle

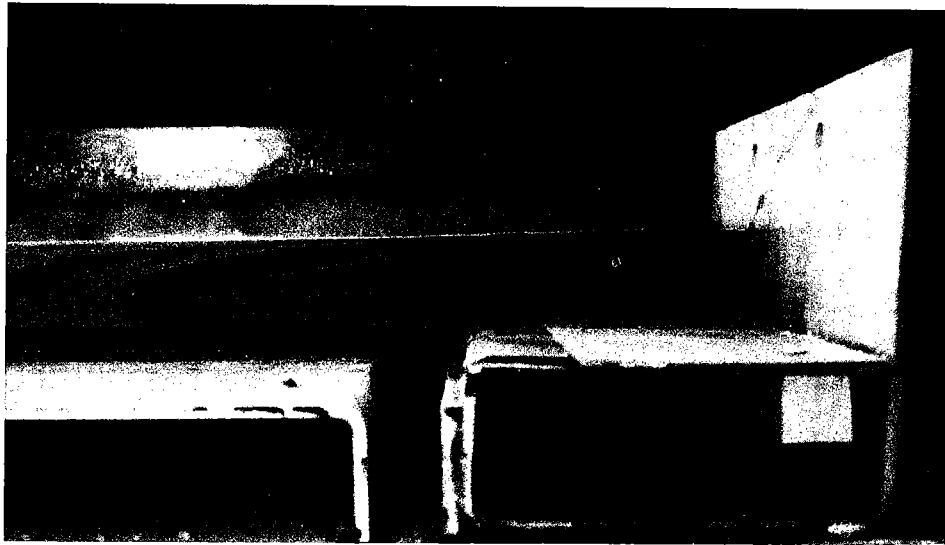
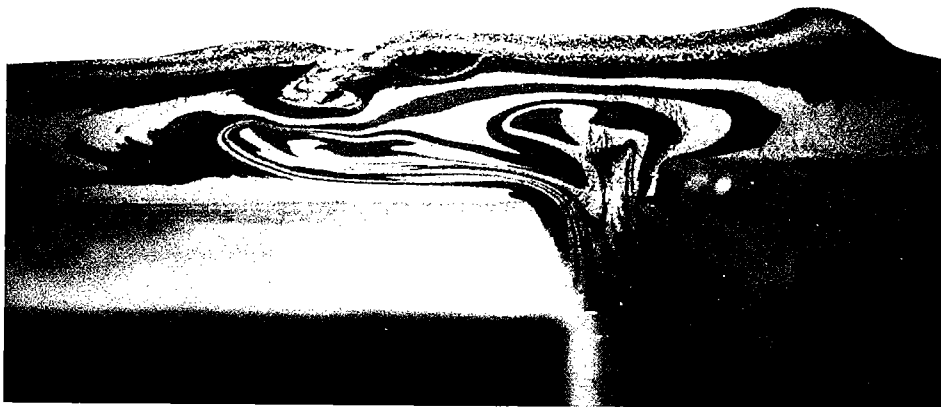
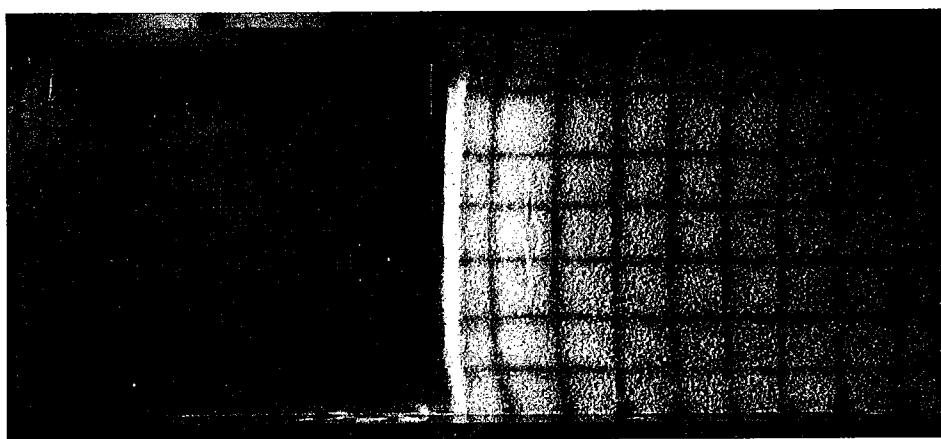
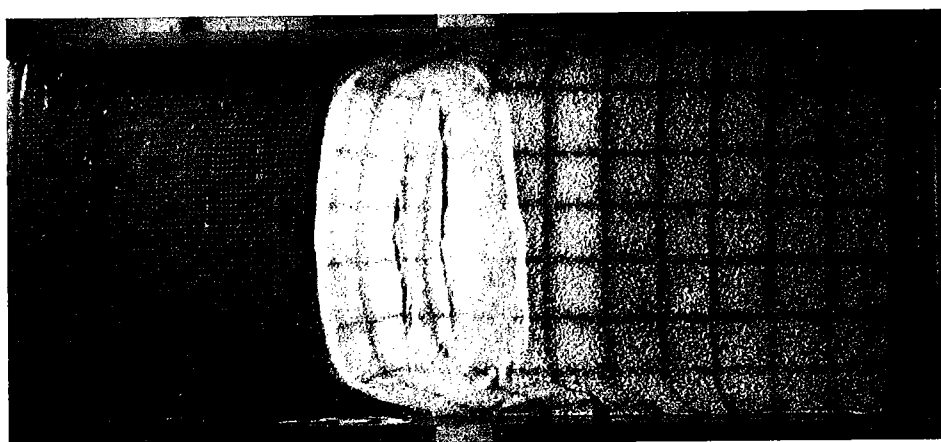
**a****b****c**

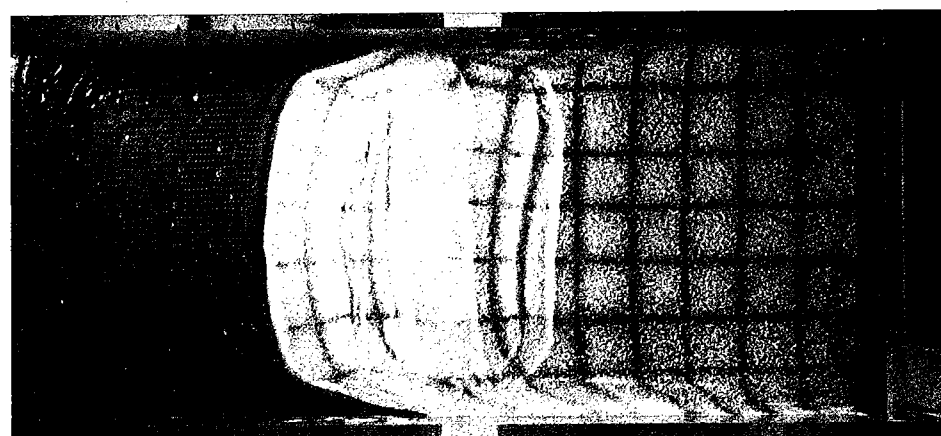
Planche I. Coupes longitudinales dans les modèles expérimentaux. a) modèle 1 (visqueux). b et c) modèle 3 (fragile-ductile). Noter les déversements à vergence interne dans la partie supérieure du modèle (Cf explication dans le texte).



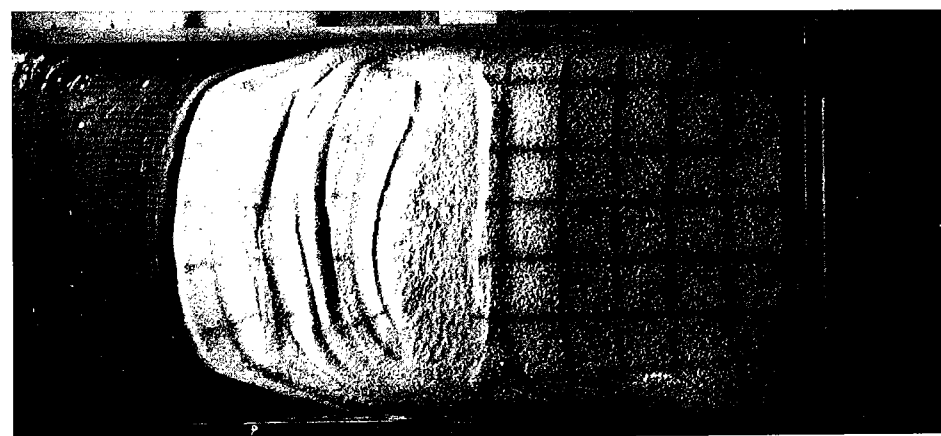
a



b



c



d

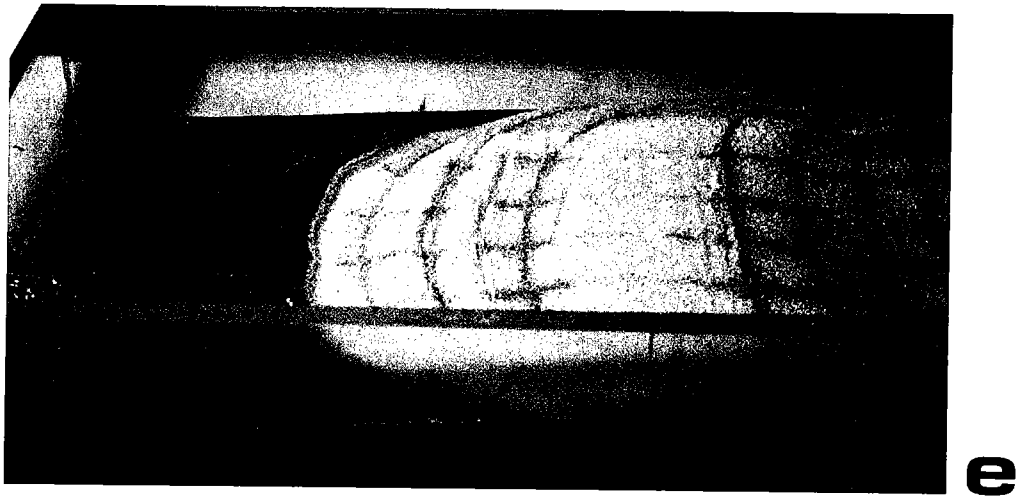


Planche II. Déformation en surface du modèle 4. a, b, c et d) Dès le début de l'expérience, des failles normales apparaissent au niveau du dôme topographique et le sable se déplace par gravité vers l'avant du modèle. e) vue latérale: amincissement du sable au niveau du dôme topographique.

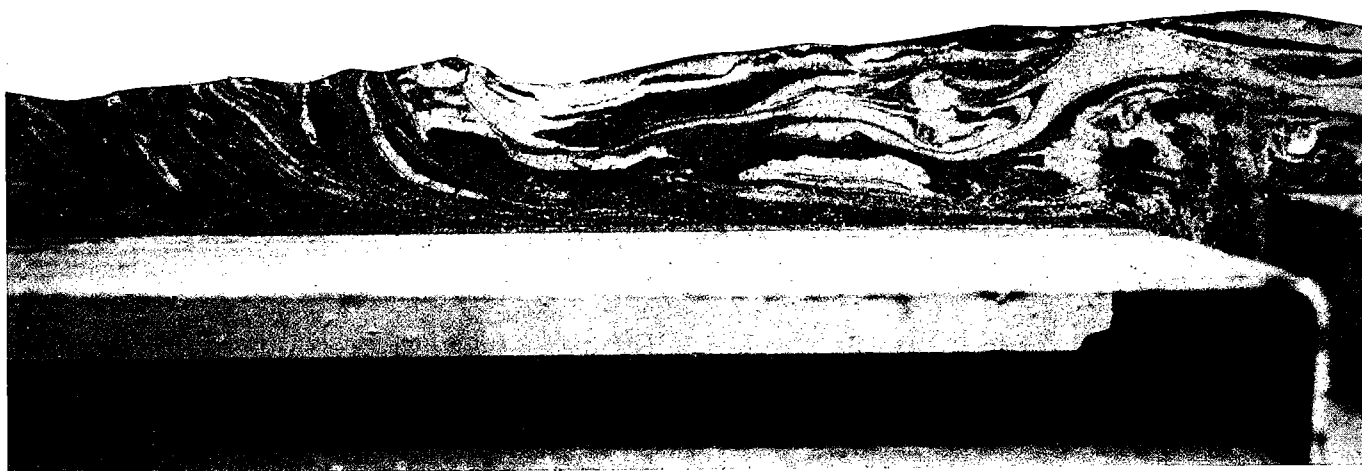
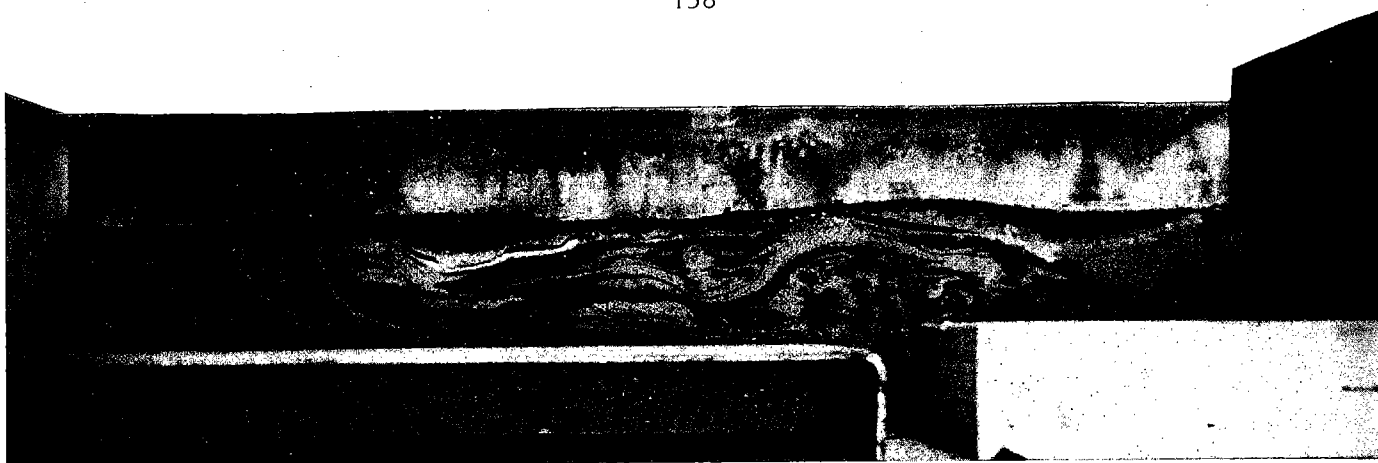
**a****b****c**

Planche III. Réorientation des marqueurs suivant le champ de déformation expérimentale. Sur toutes les coupes, on retrouve les 4 grandes zones définies dans les modèles précédents. a et b) modèle 6. En b, détail de la rampe basale horizontale sous la zone verticale frontale. c) modèle 7.

variation horizontale de résistance (Cf la justification d'une telle hypothèse de travail aux paragraphes II.4.I point 4 et II.4.3). Les deux modèles diffèrent par le nombre de couches de silicone à forte viscosité (silicone + hématite); une dans le modèle 4 et deux dans le modèle 5.

L'évolution en surface des deux modèles est très similaire. On doit distinguer deux étapes:

1. Dès le début de la déformation, un dôme topographique se forme au dessus de la partie centrale comprimée. Simultanément, des failles normales symétriques apparaissent au niveau du dôme et la limite frontale du sable se déplace vers l'avant (planche II). Le sable s'amincit progressivement au dessus du dôme tandis que la silicone au front de la nappe de sable est comprimée horizontalement.
2. Après 6h d'expérience (au 2/3 de l'expérience), la nappe de sable cesse sa progression vers l'avant et commence à se raccourcir horizontalement avec la silicone sous-jacente. Des reliefs se forment alors à ce niveau, reliefs qui concurrencent celui du dôme topographique. Au niveau du dôme, l'extension dans le sable se poursuit jusqu'à apparition de la silicone. Le déplacement total de la nappe de sable est supérieur à 10cm, c'est à dire de l'ordre de 100Km d'après les rapports d'échelle utilisés.

En coupe, la structure globale est très comparable à celle des expériences précédentes. L'extension et le déplacement du sable ne changent pas la déformation enregistrée dans la silicone sous-jacente au cours de la compression. La différence principale réside dans le raccourcissement horizontal qui affecte la nappe de sable et le front de la zone 3 (silicone charriée sur le piston fixe) dans le deuxième tiers de l'expérience. Les structures horizontales dans la silicone se redressent alors sous l'effet d'un enroulement frontal. Cet effet indique que la progression vers l'avant de la zone plate est freinée, et même stoppée, par la résistance de plus en plus grande rencontrée à son front. Ceci était déjà observable dans le modèle 3 par le redressement vers le front de la trace axiale de la zone 3, mais de façon moins spectaculaire parce que le sable n'était pas impliqué (planche I b et c).

Le profil vertical de vitesse est modifié dans ces expériences. Le déplacement vers l'avant de la nappe de sable s'accompagne, dans la silicone immédiatement sous-jacente, d'un cisaillement intense compatible avec ce sens de cisaillement (Fig. II.14c).

Modèles 6 et 7. Ces deux dernières expériences ont été réalisées pour appréhender l'intensité de la déformation au cours du processus d'extrusion et d'intrusion de la silicone et, par là même, analyser l'influence éventuelle d'une structuration antérieure sur la géométrie finale. C'est la possibilité de réorienter des marqueurs d'orientation quelconque suivant le champ de déformation associé à la déformation expérimentale qui est ici testée. Pour ce faire, la silicone n'est plus disposée suivant des couches planaires parfaitement horizontales mais, à l'inverse, disposée de sorte que les limites entre les différentes silicones utilisées aient des pendages qui varient aléatoirement entre l'horizontale et la verticale. Quelques plis entre les silicones de couleurs différentes pré-existent avant la déformation. Une des silicones utilisées est chargée en

hématite, ce qui introduit de forts contrastes de viscosité entre les silicones permettant ainsi à de nouveaux plis de se développer par flambage. Les morceaux de silicone sont également de taille quelconque et le modèle ne possède aucune symétrie avant déformation, c'est à dire que sa caractéristique première est de présenter une géométrie de départ totalement aléatoire. Ce qui justifie une telle expérience, c'est la connaissance, acquise grâce aux modèles précédents où la géométrie initiale était parfaitement connue, du champ de déplacement et de déformation associé au seul processus d'extrusion verticale et d'intrusion horizontale de la silicone. Le sable est disposé comme dans les expériences 4 et 5 (l'avant du modèle est entièrement visqueux) mais l'expérience 7 possède un rapport fragile-ductile proche de 1:2 à l'arrière et 1:3 à l'avant du modèle (partie fragile plus importante que dans les modèles précédents).

En dépit de la disposition quelconque des marqueurs de silicone, on retrouve les 4 grandes zones décrites lors des expériences précédentes (planche III a et b). Les marqueurs dans la silicone sont réorientés, dans leur presque totalité, suivant le champ de déformation observé précédemment. En particulier, on peut noter que la zone de raccourcissement horizontal au front de la zone plate est mieux visible que dans les modèles précédents grâce à la verticalisation des marqueurs, difficile dans les expériences antérieures. Dans le détail, les structures sont naturellement d'une grande complexité liée au replissement de certains plis pré-existants et à l'absence de continuité entre les niveaux repère de silicone. Cependant, on constate la tendance au développement de grands plis couchés empilés les uns sur les autres (Planche III a et b). Enfin, dans le modèle 7, l'importance de la partie fragile empêche le plissement par raccourcissement horizontal de la nappe de sable et de la silicone sous-jacente. On sait que la résistance du sable en compression est forte et l'augmentation du rapport fragile-ductile empêche la réalisation de ce stade ultime observé dans les modèles 4, 5 et 6. Le déplacement vers l'avant de la zone verticale frontale est réalisé grâce à des cisaillements très intenses le long de rampes basales horizontales (Planche III b)

En conclusion de ces expériences, les points suivants sont à retenir:

1. La zone verticale entre les deux pistons est le lieu d'une extrusion verticale de la silicone. C'est la zone de racine de la silicone intrudée horizontalement sur le piston fixe. La zone verticale et la zone plate sont synchrones et génétiquement indissociables.
2. L'intrusion horizontale de la silicone se fait sous la partie fragile, indépendamment de cette dernière. Le profil vertical de vitesse associé au processus de l'intrusion explique que les sens de cisaillement dans la silicone soient de signes opposés, de part et d'autre d'une ligne horizontale de non cisaillement (LNS de l'annexe 13).
3. L'intrusion horizontale provoque à son front un raccourcissement horizontal, et un déplacement important vers l'avant de la silicone située sur le piston fixe.
4. Une partie plus réduite de la silicone extrudée se rétrodéverse sur le piston mobile.

5. L'extrusion de la silicone s'accompagne de la formation d'un dôme topographique. Ce dôme provoque, en surface, des failles normales qui amincissent la partie fragile jusqu'à apparition de la silicone. Dans le même temps, une partie importante du sable se déplace par gravité vers l'avant du modèle.

6. L'étape ultime des expériences correspond à la verticalisation du front de la silicone intrudée horizontalement, et de la nappe de sable sus-jacente.

7. La déformation globale associée à ce processus conjoint d'extrusion et d'intrusion est si intense que les structures antérieures sont totalement réorientées selon le champ de déformation expérimentale.

II.4.3 La formation du dôme Lépontin.

L'histoire tectonique des Alpes centrales telle qu'elle a été défendue au paragraphe II.4.1 est résumée par la figure II.15. C'est l'épisode néo-alpin, responsable de la structuration générale actuellement observée sur le terrain, qui est détaillé et interprété maintenant sous l'éclairage du travail expérimental décrit au paragraphe précédent.

Malgré le non cylindrisme lié aux différents groupes de nappes rencontrés latéralement (d'ouest en est: région du Mont Rose, du Simplon, du Tessin et du Schams), l'unité géométrique du dôme Lépontin est frappante. Les éléments géométriques principaux ont été décrits au paragraphe II.1. On sait qu'ils correspondent, du sud au nord, à une zone verticale d'une dizaine de kilomètres de large qui s'enchaîne, par une structure anticlinale plurikilométrique, à une zone plate d'une trentaine de kilomètres. Le front de cette zone plate est replissé verticalement en une vaste structure synclinale qui s'adosse sur les foliations verticales des massifs cristallins externes (Cf, par exemple, Ayrton and Ramsay, 1974; Milnes, 1974 a et b; Steck, 1984).

A cette description générale, il convient d'ajouter trois éléments particuliers:

1. La limite orientale du dôme Lépontin permet d'observer les relations géométriques entre le socle Austro-alpin charrié au Crétacé et les unités penniques déformées au tertiaire. L'indépendance structurale est totale entre ce socle, en position normale et non métamorphisé, et les unités supérieures du domaine pennique, intensément plissées et métamorphisées. Ceci indique que la déformation ductile tertiaire de la croûte européenne (socle et sédiments mésozoïques) s'est produite sous un "couvercle" non déformé (l' "orogenic lid" de Laubscher, 1983), de comportement fragile, constitué par le socle Austro-Alpin non métamorphisé. Cependant, cette indépendance structurale n'empêche pas que ce socle se soit déplacé d'une centaine de kilomètres vers le nord pendant la déformation tertiaire (Schmid et al., sous presse).

2. Il est également frappant de constater la similitude des structures aux limites orientales (région de Schams) et occidentale (région du Mont Rose) du dôme, c'est à dire dans les niveaux structuraux les moins profonds. A l'est, la structure principale dans le pennique est constituée d'un vaste pli couché plurikilométrique dont le coeur correspond aux deux nappes de socle de Tambo et Suretta. Ces deux nappes sont entièrement encapuchonnées par le matériel sédimentaire de la nappe de Schams et l'unité ophiolitique de Areue-Martegnas (Fig. II.16a). De même, à l'ouest, le pli pennique de la nappe du Mont Rose est encapuchonné par les séries ophiolitiques de Zermat, situées en position supérieure, et celles d'Antrona, situées en position inférieure (Fig. II.16b).

3. Des rétroplissements et des rétrocharriages sont localisés à la partie supérieure, normale, de ces deux structures. A l'est, ils affectent la nappe de Schams et de Suretta et correspondent à un déplacement apparent des unités supérieures vers le sud et le sud-est (Fig. II.16a; Schmid et al., sous presse). A l'ouest, ils correspondent au "pli en retour" de la nappe des Mischabel et aux plis déversés vers le sud-est dans les séries d'Arolla et de Valpelline (nappe de la Dent Blanche) (Fig. II.16b) (Cf Lacassin 1987 pour une description des critères de cisaillement ductile de rétrochevauchement dans le massif du Mont-Rose).

Guidé par l'analyse cinématique des modèles analogiques, ces trois éléments géométriques s'interprètent comme résultant d'une intrusion de matériel profond (socle européen) dans du matériel plus superficiel (couverture mésozoïque européenne et ophiolites thétisiens), sous le socle horizontal austro-alpin, préalablement charrié à l'Eoalpin. Cette indentation des nappes de socle européen dans les sédiments mésozoïques ou les nappes ophiolitiques sus-jacentes respecte globalement l'empilement tectonique hérité de la phase Eoalpine, à savoir les séries ophiolitiques reposant sur le socle européen et surmontées par les nappes de socle austro-alpin. L'intrusion horizontale perturbe cependant localement cet empilement sur les flancs inverses des indentations, ce qui permet d'expliquer la position anormale de certaines unités, telles les ophiolites de la région d'Antrona situées sous le socle européen. Dans ce dernier cas, le modèle proposé rend sans objet les discussions sur l'appartenance éventuelle du massif cristallin interne du Mont-Rose à la marge continentale austro-alpine (e.g. Laubscher and Bernouilli, 1982, p.172).

Suivant l'interprétation chronologique défendue au paragraphe II.3.4 et le modèle mécanique présenté au paragraphe II.4.1, cette intrusion horizontale est génétiquement associée à l'extrusion verticale d'une partie de la croûte européenne, chaude et ductile, lors du raccourcissement Néoalpin (30-25Ma). Cette extrusion s'exprime au sud, au contact de la plaque Adriatique, par le fonctionnement de la zone mylonitique de la ligne insubrienne (1Km de large) qui permet un rétrodéversement des unités penniques sur le poinçon peu déformable. Dans le même temps, l'importante intrusion horizontale de toutes les unités penniques vers le nord provoque l'intense raccourcissement horizontal du domaine externe et, ainsi, la formation de la foliation verticale des massifs cristallins externes de l'Aar et du Gotthard (Choukroune and Gapais 1983). Le massif cristallin externe de l'Aar est charrié vers l'avant pays le long d'une rampe basale, comme l'indiquent les données géophysiques (Ahorner et al., 1972;

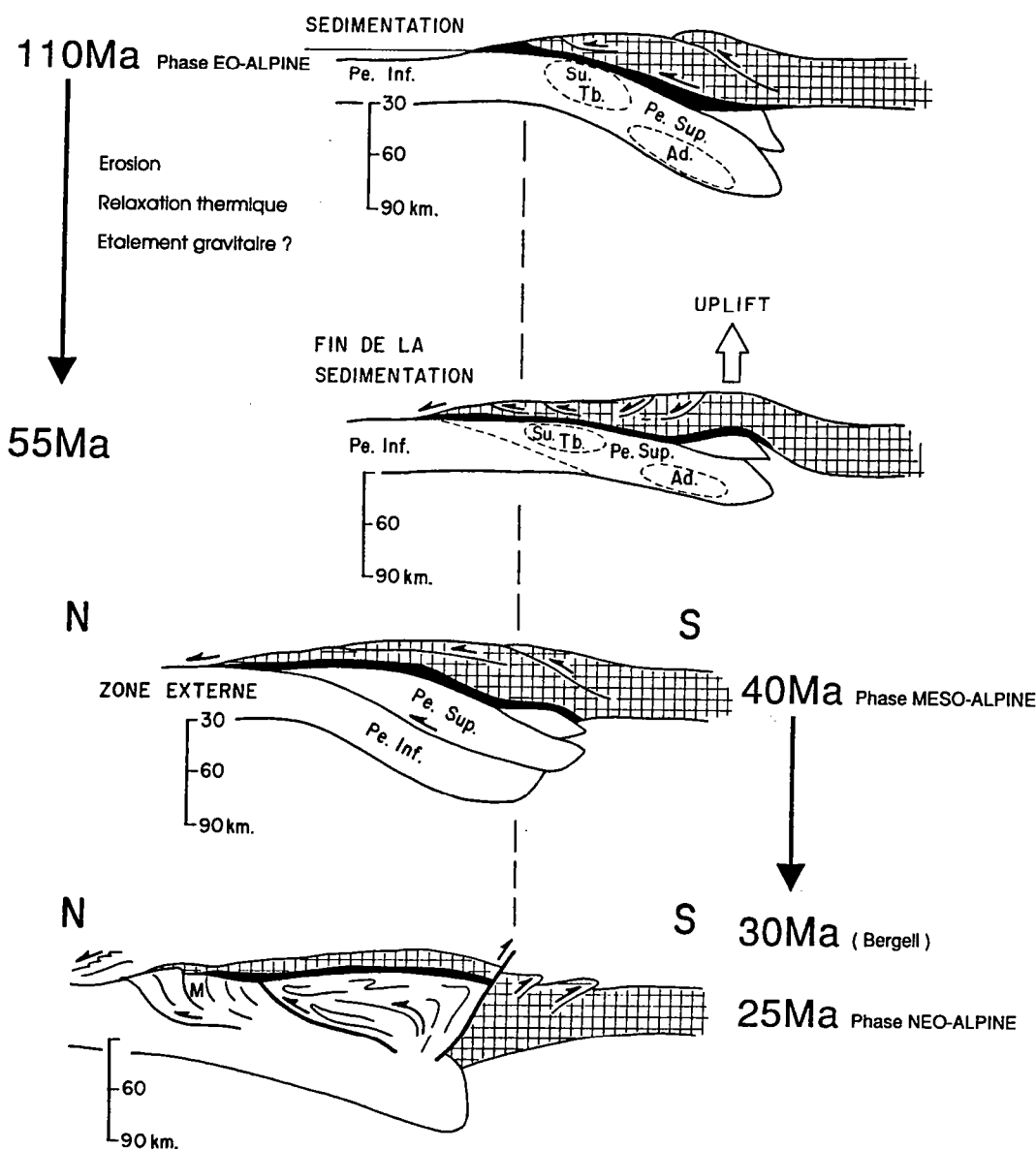


Fig. II.15. Evolution tectonique simplifiée des Alpes centrales. **110Ma:** Phase Eoalpine, collision entre la plaque sub-Adriatique et la plaque Européenne. Chevauchements croûtes sur croûtes, éclogitisation des roches de l'unité de l'Adula (Ad) métamorphisme schiste bleu dans les unités de Tambo (Tb) et de Suretta (Su). En croissillon: plaque sub-Adriatique et nappes Austro-alpines; en noir: ophiolites. **De 110Ma à 55Ma:** érosion sans indice de déformation importante (avec une érosion de 0.8mm/a, 40Km de croûte sont érodés en 50Ma), période de sédimentation des flyschs. Etalement gravitaire des unités austro-alpines? **Vers 55-45Ma:** fin de la sédimentation dans le domaine du pennique inférieur. **40Ma:** Phase Mésoalpine, chevauchement du pennique supérieur et des unités austro-alpines sur le pennique inférieur. **De 40Ma à 30Ma:** pas de déformation, relaxation thermique avec mise en place du granitoïde de Bergell (à 30Ma). **25Ma:** Phase Néopalpine, Cf paragraphe II.4.3 pour les modalités précises de cet épisode.

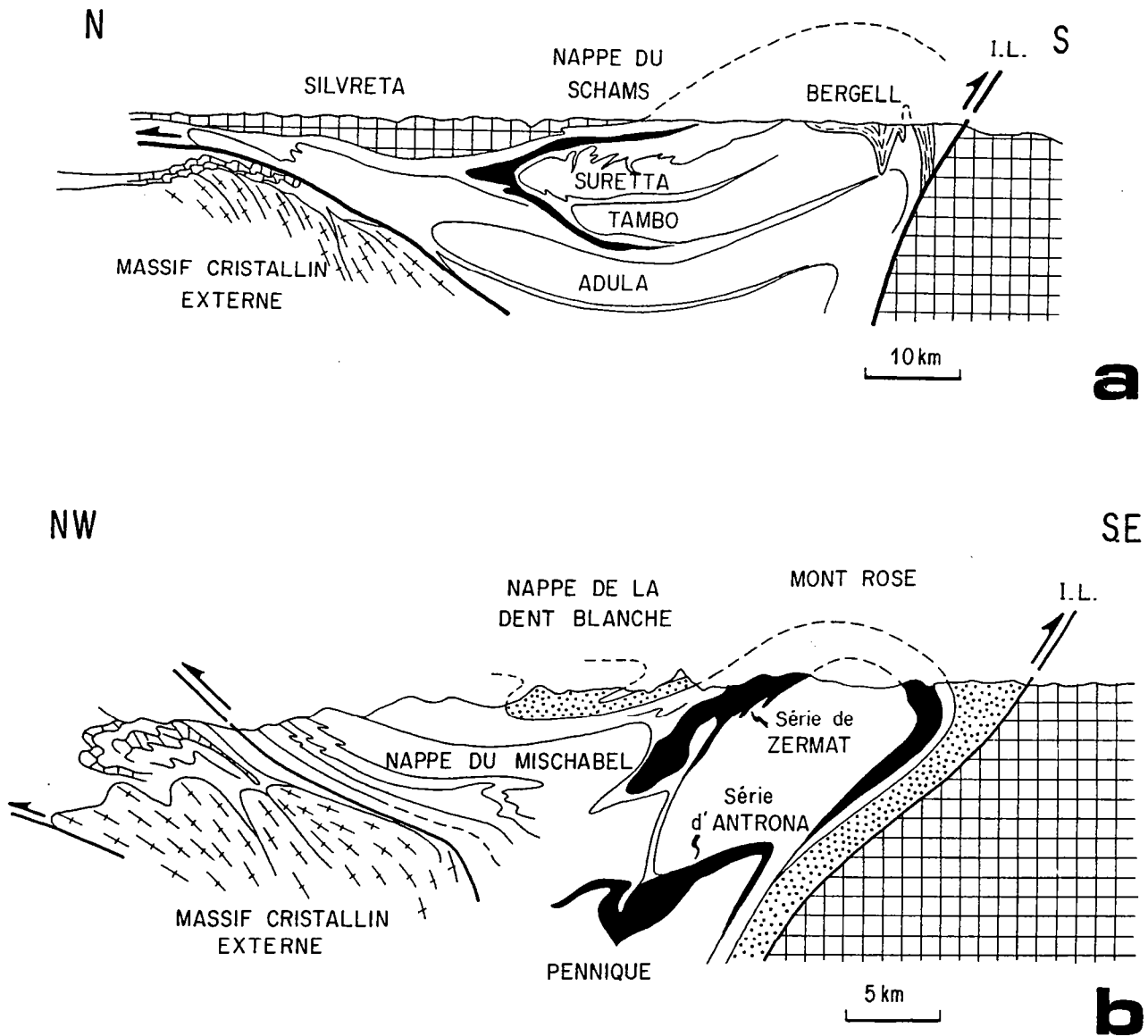


Fig. II.16. Deux coupes générales des Alpes suisses. a) Coupe orientale (d'après Milnes and Pfiffner, 1980). A noter surtout l'encapuchonnement des nappes de Tambo et de Suretta par la nappe de Schams, les plis de "rétrochevauchements" dans la nappe de Suretta et l'indépendance structurale de la nappe austro-alpine de Silvretta charriée antérieurement (éocalpin). b) Coupe occidentale (d'après Escher et al., 1988). A noter surtout l'encapuchonnement de la nappe du Mont-Rose par les séries ophiolitiques de Zermatt et d'Antrona ainsi que les plis de rétrochevauchements de la nappe des Mischabel et de la nappe de la Dent Blanche.

Mueller, 1982). Cette interprétation est également cohérente d'un point de vue chronologique puisque la déformation majeure dans les massifs cristallins externes se produit vers 30-20Ma selon les données géochronologiques (Steiger, 1964; Jäger et al. 1967) et stratigraphiques (Trumpy, 1980; Breitschmid, 1982). C'est également l'âge généralement retenu pour le métamorphisme et les déformations principales dans les nappes superficielles de la zone helvétique (Cf revue sur les âges dans Burkhard, 1988). Il est frappant, à ce propos, de constater que le métamorphisme dans le domaine externe des Alpes centrales est contemporain du métamorphisme amphibolitique enregistré dans le domaine pennique. Ce quasi synchronisme est un argument en faveur d'une cinématique globale néoalpine réalisant l'essentiel de la géométrie actuellement observée sur le terrain, de la ligne insubrienne aux foliations verticales du massif cristallin externe de L'Aar.

L'étude du contact entre le socle Austro-Alpin et la couverture mésozoïque (ou ophiolites), à la limite orientale du dôme Lépointin, montre que le socle Austro-Alpin s'est déplacé vers l'avant pays d'une centaine de kilomètres, tout en restant en totale indépendance de la déformation ductile sous-jacente (Schmid et al., sous presse). L'âge exacte de ce mouvement tangentiel n'est pas connu, sinon qu'il est indubitablement tertiaire et donc postérieur au charriage éoalpin. Schmid et al. défendent l'hypothèse que ce déplacement de l' "orogenic lid" puisse être contemporain de la déformation tertiaire principale. Cette interprétation est compatible avec les observations expérimentales des modèles 4, 5, 6 et 7. Elle implique seulement une variation horizontale de résistance vers l'avant pays, variation brutale qui correspondrait à la limite initiale de la nappe de socle Austro-Alpin et des couvertures mésozoïques du domaine externe (zone helvétique). Le glissement du socle est alors d'origine gravitaire, conséquence du dôme topographique créé pendant la déformation. Dans ce cas, le profil vertical de vitesse pendant la déformation est proche de celui des expériences 4, 5, 6 et 7 (Fig. II.14c). Dans la région du schams, de forts arguments de terrain en faveur d'un tel profil vertical de vitesse ont été récemment mis en évidence (Schmid, com. pers.).

Enfin, L'enroulement frontal de la zone plate (rétroplissement ou backfolding, Cf paragraphe II.3.3) vers 10-15Ma correspond à l'ultime manifestation de cette cinématique globale, telle qu'elle est mise en évidence par les modèles analogiques. L'impossibilité de déformer plus avant le socle du domaine externe est la cause de cet enroulement frontal, uniquement présent sur la transversale centrale du dôme Lépointin, là où l'extrusion-intrusion a été maximale (affleurement des niveaux les plus profonds).

Ce scénario est essentiellement Bi-dimensionnel et n'intègre pas les déformations rétrogrades (paragraphe II.3.2), longitudinales à la chaîne. Pour comprendre ces déformations, il convient d'examiner l'aspect tri-dimensionnel de la formation du dôme Lépointin. Sans négliger les manifestations thermiques liées à la formation du dôme (Cf paragraphe II.4.4), il est important de rappeler que les Alpes Lépointines correspondent à un dôme tectonique, et non à un dôme thermique, comme l'indique les surfaces isobares à la périphérie de l'auréole métamorphique, parallèles aux surfaces isothermes, et donc également fortement pentées (Klapper, 1986). L'extrusion verticale et donc l'exhumation d'une partie de la croûte profonde, qui est la clef de voûte du modèle

cinématique proposé, explique également, et d'une façon uniquement tectonique, l'allure concentrique, en forme de dôme, des foliations métamorphiques. Cette cinématique est en effet limitée dans l'espace, et les limites latérales de l'auréole métamorphique coïncident à l'est avec des foliations pentées vers l'est (région des nappes de l'Adula, Tambo et Suretta), et à l'ouest avec des foliations pentées vers l'ouest (région de la ligne du Simplon). De même, le déplacement vertical maximal enregistré le long de la zone mylonitique de la ligne insubrienne s'observe dans la région de Bellinzona et Locarno, c'est à dire sur la transversale où affleurent les niveaux structuraux les plus profonds (gneiss de Leventina), ce déplacement vertical diminuant sensiblement à partir de cette région tant vers l'est que vers l'ouest (Schmid et al., 1987). C'est cette localisation dans l'espace du dôme Lépontin qui permet d'interpréter les déformations longitudinales rétrogrades, car les résistances latérales diminuent au moment de la montée dynamique du dôme (Fig. II.17).

Les deux cinématiques associées aux déformations rétrogrades (paragraphe II.3.2) se produisent à deux niveaux différents; les unités du sub-dôme du Tessin étant des unités plus profondes que celles rencontrées dans le sub-dôme du Simplon. En profondeur, au coeur du dôme Lépontin (sub-dôme du Tessin), la montée finale du matériel s'accompagne de déversements et de chevauchements latéraux, à vergence Ouest. C'est le replissement de la nappe de Maggia (post-nappe folding, Cf annexe 9) et la formation de zones mylonitiques étroites au contact entre les unités majeures qui sont l'expression de cet échappement latéral de matière. Plus à l'ouest, à la périphérie occidentale du dôme Lépontin (sub-dôme du Simplon), la déformation est extensive comme le montre en premier lieu la spectaculaire faille normale du Simplon. Dans cette région, la déformation interne affecte pratiquement toutes les unités et indique un écoulement radial de la matière, vers le S-SO et l' O-SO. Cette déformation que l'on retrouve également à l'ouest de la ligne du Simplon (Steck, 1987) est interprétée, en conjonction avec la faille normale du Simplon qui souligne clairement la remontée du compartiment oriental, comme le résultat d'un étalement gravitaire, simple écoulement latéral de la matière lors de la montée du dôme. Ceci implique seulement, à cette époque, une différence de topographie entre le dôme Lépontin et le domaine occidental avoisinant. Notons enfin que les mouvements en failles normales à vergence E récemment mis en évidence vers la limite orientale du dôme Lépontin (Cf paragraphe II.3.2) sont les symétriques de ceux reconnus dans la région du Simplon et, donc, interprétés de la même manière.

Le problème des déformations rétrogrades est donc celui des conditions aux limites du système au moment final de la remontée du matériel. Dans les Alpes autrichiennes, régions où les analogies sont nombreuses avec les Alpes Suisses, en particulier du point de vue du métamorphisme, de l'âge des déformations et de l'histoire température-temps, la présence d'une bordure latérale libre (le bassin Pannonien) modifie totalement la cinématique associée à la remontée du matériel (Ratschbacher et al., 1989; Cf paragraphe II.5).

II.4.4 Conclusion.

Le modèle mécanique et cinématique défendu dans cette thèse répond aux questions posées au point 3 du paragraphe II.3.4. En particulier, l'exhumation de la croûte profonde chaude par extrusion verticale vers 25Ma, explique la présence actuelle à l'affleurement de roches en amphibolite faciès, circonscrites à un dôme et refroidies tardivement (25-20Ma), entourées, à l'E et à l'O, de roches en schiste vert refroidies vers 40-38Ma. Le processus conjoint d'extrusion et d'intrusion de matériaux chauds permet également de rendre compte du réchauffement partiel observé, vers 25Ma, dans certaines régions périphériques telles celles du Mont-Rose (Monié, 1985). Les régions marginales du dôme où coexistent deux métamorphismes successifs à 40 et 25Ma témoignent du front thermique qui accompagne l'extrusion-intrusion des roches en amphibolite faciès. En ce sens, le dôme tectonique des Alpes Léponentines présente aussi certains aspects d'un dôme thermique. D'autre part, l'"uplift" tardif des Alpes centrales par rapport au domaine interne des Alpes occidentales amène momentanément des conditions aux limites particulières (moindre résistance latérale) et par là même la possibilité d'échappement latéral de matière, à l'origine des déformations rétrogrades longitudinales.

Les données géochronologiques indiquent clairement que la fin du métamorphisme amphibolitique est plus précoce à l'est du domaine Lépointin (sub-dôme du Tessin, 20Ma) qu'à l'ouest (sub-dôme du Simplon, 15Ma). Certains auteurs ont développé le modèle d'un soulèvement différentiel des Alpes centrales (Bradbury and Nolen-Hoeksema, 1985). De fait, malgré certains éléments de symétrie, la géométrie du dôme Lépointin est relativement asymétrique comme l'indique, par exemple, les déformations à vergence Ouest dans le sub-dôme du Tessin et la grande faille normale du Simplon, qui n'ont pas réellement d'équivalent à la limite orientale du dôme. Cette asymétrie est acquise au cours des déformations rétrogrades, donc pendant l'"uplift" final des Alpes centrales. L'interprétation la plus plausible, dans l'état actuel des connaissances, est de relier sous un dénominateur commun le soulèvement différentiel et l'asymétrie des déformations rétrogrades. C'est la transpression dextre, active surtout vers la fin de la déformation haute température, qui peut rendre compte du diachronisme entre les régions orientales et occidentales du dôme Lépointin (Cf annexe 1, Fig. 11).

II.5 Synopsis des déformations tertiaires de l'arc alpin.

D'ouest en est, on divise classiquement l'arc alpin en trois grands domaines orogéniques; les Alpes occidentales (franco-italiennes), les Alpes centrales (suisses) et les Alpes orientales (autrichiennes). L'histoire Crétacé (Eoalpine) de ces trois grands domaines, pour autant que l'on puisse la reconstituer avec les données métamorphiques actuellement préservées (socle européen éclogitisé), correspond à la collision principale entre les deux plaques lithosphériques en présence. La cinématique de cette épisode majeur est totalement effacée dans les Alpes centrales par le métamorphisme tertiaire

(Cf paragraphe II.2.2), et demeure relativement incertaine dans les Alpes occidentales, en dépit de certaines reconstitutions récentes (e.g. Choukroune et al., 1986). Dans les Alpes autrichiennes, le socle austro-alpin étant pour une large part non érodé et reposant toujours sur la croûte européenne, l'étude systématique des critères de cisaillement à l'interface socle austroalpin-séries européenne montre que le chevauchement initial de la plaque adriatique sur la plaque européenne s'est effectué d'est en ouest (e.g. Ratschbacher et al., 1989; Schmid and Haas, 1989; Ring et al., 1989).

L'histoire tertiaire de ces trois domaines est beaucoup mieux contrainte grâce aux données de surface relativement bien préservées, mais également grâce aux données géophysiques nouvellement acquises qui permettent d'accéder à la structure profonde de la chaîne. On constate alors, à l'examen des données généralement admises, que cette histoire tertiaire est sensiblement différente selon les trois grands domaines considérés. Le degré de précision des données structurales, métamorphiques, géochronologiques et géophysiques permet de bien cerner ces différences, et d'en proposer brièvement une interprétation en terme de conditions aux limites et d'évolution thermo-mécanique.

Alpes centrales et Alpes orientales. Situés tous deux sur la façade orientée E-O de l'arc alpin, ces deux domaines présentent de grandes similitudes. Comme les Alpes centrales, la fenêtre des Tauern correspond à un dôme, approximativement de même dimension, où affleurent des roches en amphibolite faciès. L'histoire thermique finale est quasi-identique à celle du dôme Lépontin, ainsi que le montrent les données géochronologiques les plus récentes (Blanckenburg et al., 1989; Fig. II.18a). Le métamorphisme thermique prograde se terminerait également vers 20Ma, à la suite de l'"uplift" très rapide de toute la fenêtre des Tauern. De même, un diachronisme est enregistré entre l'âge du métamorphisme des roches en amphibolite au coeur du dôme (20Ma) et celui des roches en schiste vert à la périphérie du dôme (30-35Ma) (Blanckenburg et al., 1989). Ce diachronisme est analogue à celui observé entre le coeur du dôme Lépontin et sa périphérie (Cf paragraphe II.3.4). La limite occidentale de la fenêtre des Tauern correspond à une importante faille normale (faille du Brenner; Selverstone, 1988; Berhman, 1988), équivalente à la faille normale du Simplon des Alpes centrales, et dont le fonctionnement récent est attribué à la formation du dôme. Ces données semblent indiquer que la même cause, le poinçonnement de la croûte européenne chaude par la plaque adriatique, a provoqué sensiblement les mêmes effets, à la même époque, dans les Alpes centrales et orientales. Cependant, aucun rétrochevauchement à la limite entre les deux plaques tectoniques ne peut être mis en évidence dans les Alpes orientales et le domaine externe de la croûte européenne a été faiblement déformé (pas de massif cristallin externe et pas d'érosion des nappes austro-alpine). D'autre part, l'analyse structurale des déformations tertiaires ne montre pas de déplacement N-S comparable à ceux décrits dans les Alpes centrales (Fig. II.18b). Bien au contraire, les critères cinématiques, toujours orientés E-O, montrent, vers 25-20Ma, donc pendant la remontée du matériel profond, des déplacements vers l'ouest à la limite occidentale et des déplacements vers l'est à la limite orientale de la fenêtre des Tauern. A l'est, ces déplacements sont principalement accommodés, dans le socle austro-alpin non érodé, par un jeu conjugué de décrochements dextres (SE-NO) et sénestres (NE-

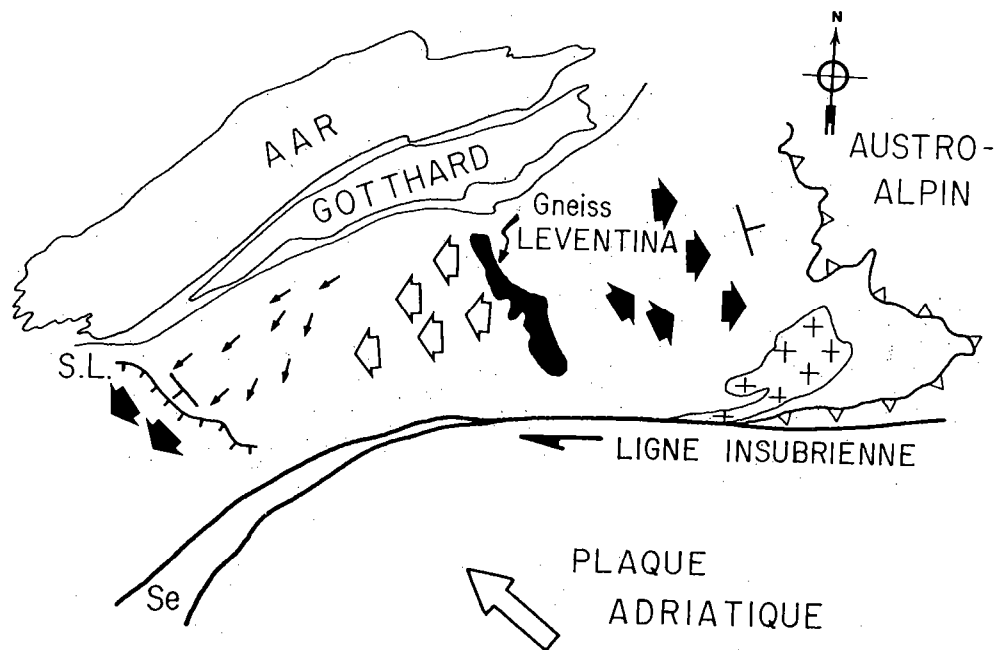


Fig. II.17. Les déformations rétrogrades longitudinales à la chaîne correspondent à un échappement latéral de matière lors de la formation du dôme tectonique. En noir, le gneiss Leventina est le niveau le plus profond exhumé par les déformations tertiaires et représente l' "axe de symétrie" des déformations rétrogrades. Les failles normales à l'est de cet axe N-S sont des données inédites de l'équipe de Neuchatel (Cf texte).

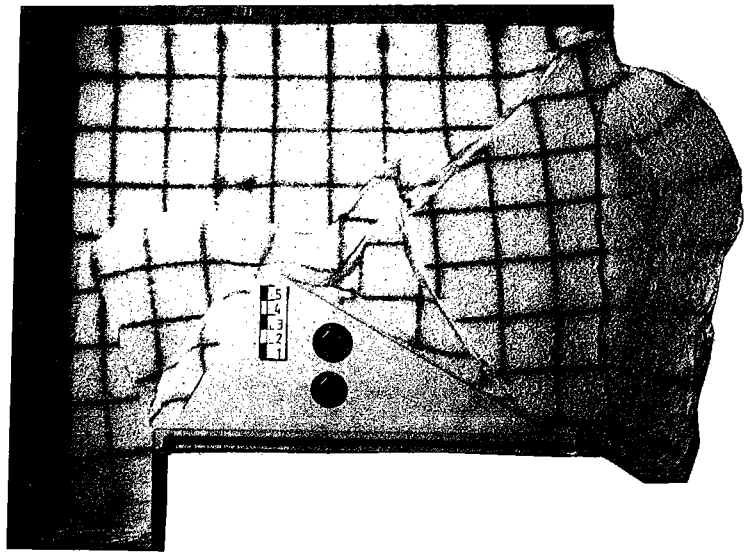
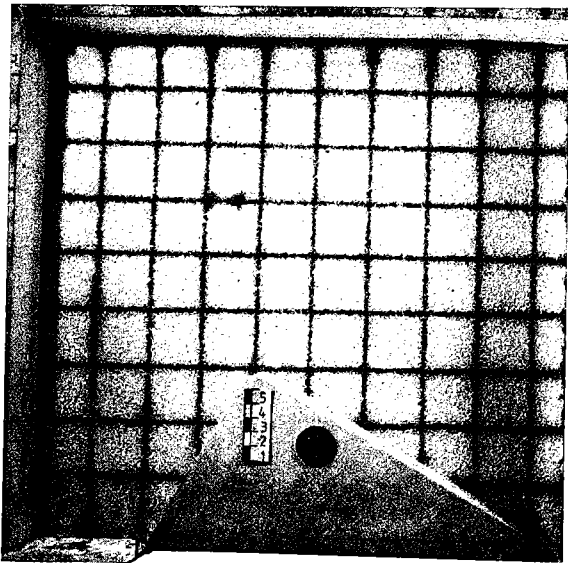
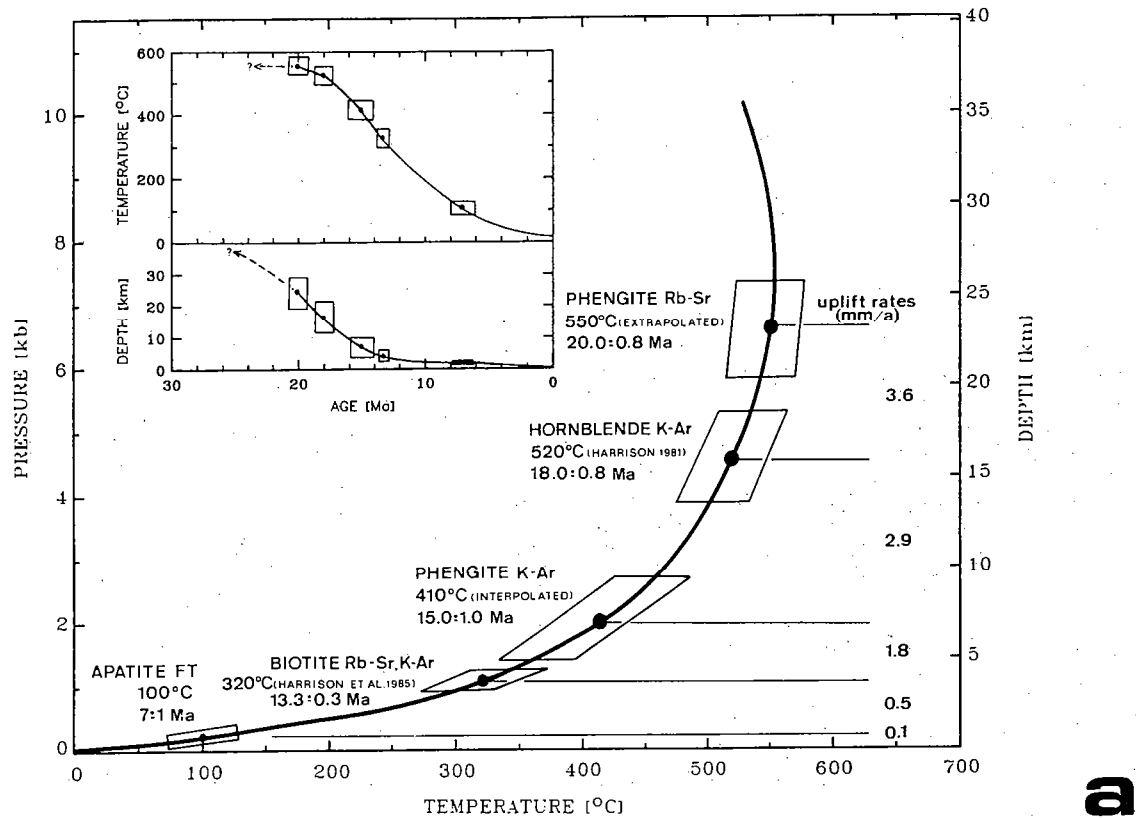
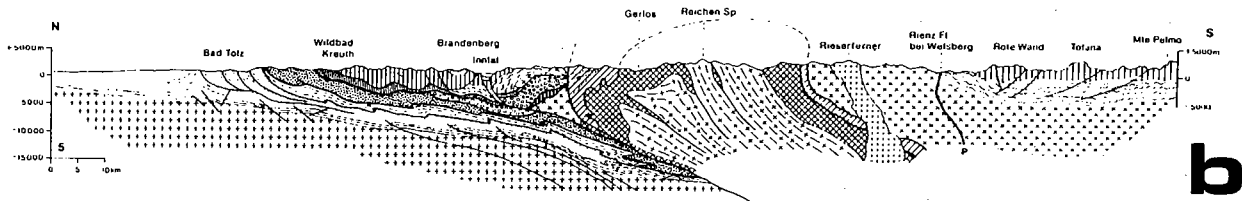


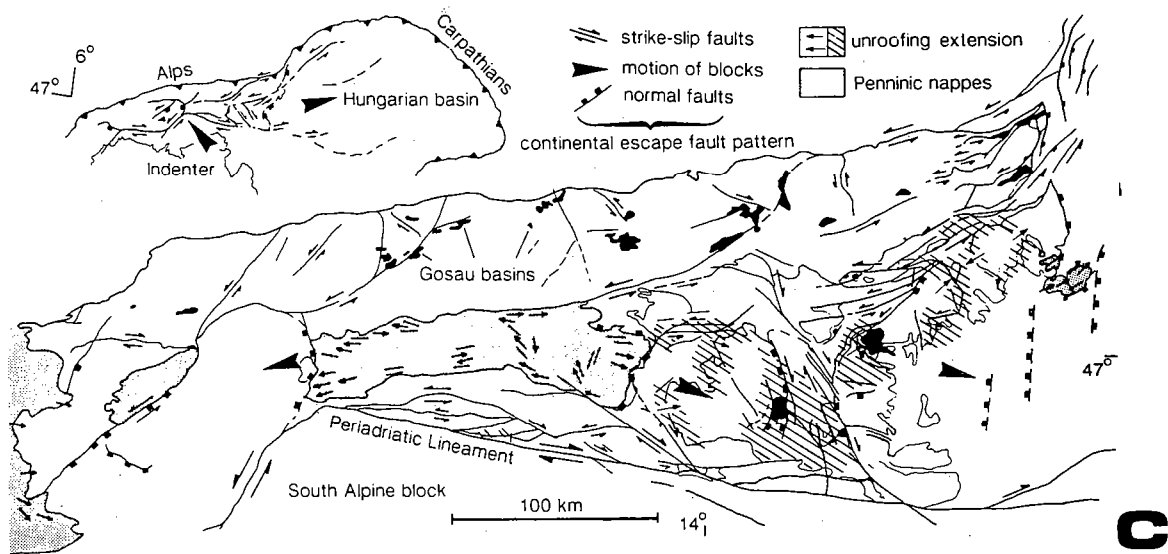
Fig. II.19. Expériences de poinçonnement montrant la possibilité d'extrusion en l'absence de bordure latérale. L'extrusion latérale s'accompagne du développement de décrochements conjugués dextres et sénestres, modèle sable-silicone-miel (travaux en cours, Ratschbacher, Merle et Davy).



a



b



c

Fig. II.18. a) Courbe température-temps dans le dôme des Tauern (données géochronologiques de Blanckenburg et al., 1989). b) Coupe N-S dans le dôme des Tauern montrant l'absence de grands chevauchements horizontaux vers le N des nappes penniques (Oberhauser, 1980). c) Interprétation des déformations E-O dans les Alpes autrichiennes en termes d'extrusion latérale de matière (Ratschbacher, 1989).

SO). L'extrusion vers l'est de blocs de grandes dimensions, synchrone de l'ouverture de bassins en "pull apart" le long des accidents décrochants, est interprétée comme la conséquence d'une bordure latérale libre, le bassin pannonien, en totale extension à cette époque (Ratschbacher et al., 1989, fig. II.18c). Ces conditions aux limites particulières, différentes de celle des Alpes centrales, explique d'une part l'absence de charriages importants vers le nord (absence de processus d'intrusion) et, corrélativement, la non formation des massifs cristallins externes et donc la non érosion du socle austro-alpin vers l'avant pays, et d'autre part la forme allongée E-O de la fenêtre des Tauern. C'est donc toute la cinématique associée à l' "uplift" du domaine profond des Alpes orientales qui est contrôlée par l'absence de bordure latérale à la limite orientale de la fenêtre des Tauern (Fig. II.19).

Alpes occidentales. Ce sont les coupes sismiques qui soulignent le plus clairement la différence entre les Alpes occidentales d'une part, et les Alpes centrales et orientales d'autre part. La structure profonde est dominée par de grands cisaillements lithosphériques, pentés vers l'est d'une trentaine de degrés (Cf paragraphe II.1, Bayer et al, 1989). La lithosphère au tertiaire a essentiellement un comportement de type plastique (localisation de la déformation le long de grands chevauchements) et on sait, par ailleurs, grâce à la géologie de surface, que ce processus d'épaississement par chevauchements crustaux se propage dans le temps vers l'extérieur de la chaîne ("piggyback thrust sequence"). Ces chevauchements lithosphériques ne sont pas visibles sur les coupes sismiques des Alpes centrales où la structure profonde paraît plus compatible avec l'hypothèse d'un raccourcissement "homogène" du système croûte-manteau (paragraphe II.4.1). Cette différence de comportement de la lithosphère pendant la déformation tertiaire est probablement due à une évolution thermique différente, et on doit admettre que le gradient géothermique dans les Alpes occidentales n'a jamais été suffisamment élevé pour modifier les profils de résistance et donc le comportement rhéologique du système croûte-manteau. De fait, l'histoire métamorphique tertiaire des Alpes occidentales, développement de schiste bleu et de schiste vert, n'est pas comparable avec le métamorphisme haute température des Alpes centrales et orientales. On peut également remarquer que la géométrie générale des structures de surface est fort différente.

La chronologie des déformations tertiaires dans les Alpes occidentales, de l'oligocène (40-50Ma) à l'actuel, et des zones internes aux zones externes, montre une progression des événements tectoniques vers les zones externes, sans qu'il soit possible de mettre en évidence des périodes d'arrêt dans ce processus qui paraît ainsi continu. L'effet d'écran et le mécanisme d' "underthrusting" rendent compte de l'évolution métamorphique observée sur le terrain (Davy and Gillet, 1986). A l'inverse, dans les Alpes centrales, le chevauchement du pennique supérieur sur le pennique inférieur (Cf paragraphe II.4.2) vers 40Ma est séparé de la déformation tertiaire majeure (formation du dôme Lépointin) de plus de 10Ma, sans qu'il n'y ait de migration de la déformation vers les zones externes. C'est donc au même endroit, 10Ma d'années après ce chevauchement du pennique supérieur, que se produit la déformation tertiaire majeure du dôme Lépointin, c'est à dire lorsque la relaxation thermique a permis d'atteindre des conditions thermiques élevées.

Si cette interprétation est exacte, la cause première de la différence entre les deux branches de l'arc alpin pourrait être liée à la direction de convergence de la plaque adriatique. Une indentation plus frontale dans le cas des Alpes occidentales pourrait expliquer l'évolution progressive et continue des chevauchements et des déformations associées. Les Alpes centrales et orientales correspondraient alors à une rampe latérale compressive, comme le suggère d'ailleurs le fonctionnement dextre de la ligne insubrienne.

ANNEXE 8

Tertiary kinematics in the Lepontine dome

O. Merle, P. R. Cobbold & S. Schmid

SUMMARY: In the Pennine zone of the central (Lepontine) Alps, the mineral-zone boundaries of Tertiary metamorphism and the regional attitudes of foliation and thrust sheets define a dome. We investigate the Tertiary kinematic history of the dome using structural, metamorphic and geochronological data. Thus we distinguish two main ductile deformations, that occurred under differing metamorphic conditions. The first high-temperature deformation (HTD) developed under amphibolite facies conditions. It is responsible for (1) a radiating pattern of stretching lineation trends at the scale of the Lepontine area, and (2) structures indicating overthrusting towards the European foreland in the lineation direction (i.e. N and NW). The HTD event is attributable to NW–SE Tertiary convergence between Europe and the Adriatic sub-plate. The second retrograde deformation (RD) is responsible for differential uplift of the Pennine zone, with formation of an earlier subdome to the E (Ticino subdome, 25–20 Ma) and a later one to the W (Simplon subdome, 15–10 Ma).

In the Ticino subdome, kinematic indicators reveal a horizontal shearing top W. Some major structures such as the Maggia steep zone and the vertical duplication of the Antigorio basement nappe (Bosco–Gurin area) may be related to this westward phase. Dextral transcurrent shearing along the southern steep belt and backthrusting of the central Alps over the southern Alps along the N dipping Insubric mylonite belt are probably coeval with the retrograde deformation recorded in the Ticino subdome. In the Simplon subdome, kinematic indicators reveal a radial motion parallel to the lineation, which plunges towards the SSW in the Verampio window and towards the WSW at the Simplon Line.

Serial uplift of Ticino and Simplon subdomes is attributed to continuing dextral transpression at the boundary between Europe and the Adriatic sub-plate.

Finally, the back-folding event located at the northern limit of the Pennine zone postdates both HTD and RD deformational events described above. It is part of a later pop-up responsible for uplifting the external crystalline massifs.

Introduction

In this paper, we use structural, metamorphic and geochronological data to study the Tertiary kinematics of the Lepontine Alps. Many of the data we have taken from the abundant literature dealing with this area, but some structures (stretch lineation patterns and kinematic indicators) are presented here for the first time.

The Lepontine region appears as a single dome in terms of the mineral zone boundaries (isograds) of Tertiary metamorphism (Niggli 1970) and is usually referred to in this sense as the Lepontine dome (Fig. 1). The region is also a dome, albeit a composite one, on the basis of foliation and thrust sheet attitudes (Fig. 2). The Pennine zone within the dome shows ductile deformations of remarkable intensity and complexity, coeval with Tertiary metamorphism of amphibolite grade and the later cooling history. Thus the Lepontine dome provides an excellent and unusual opportunity for studying deep-seated processes of deformation (probably associated with plate convergence), followed by shallower processes (associated with uplift).

There are several reasons for studying the

Lepontine dome. First, it occupies a critical position within the Pennine zone, which is often considered to represent an originally thinned continental margin (or margins) between the European plate proper to the N, and the southern Alps, belonging to an Adriatic sub-plate of African affinity, to the S (Fig. 1). In the Lepontine region, the current boundary between the Pennine zone and the southern Alps is the peri-Adriatic fault system, locally known as the Tonale, Insubric and Canavese Lines (see Schmid *et al.* this volume). Second, the eroded Lepontine dome provides a tectonic window through the Pennine zone. Third, the dome is also at a critical longitude, between the eastern Alps, roofed by Austro–Alpine thrust sheets, and the western Alps, which expose mostly Upper Pennine units (Monte-Rosa and Bernhard sheets, Fig. 1). Finally, in this general area, the peri-Adriatic fault system bends round from an EW attitude (Tonale line) to an almost N–S attitude (southern Canavese line). In such a context, it is perhaps not surprising that the internal structure of the Lepontine dome is complex. Nevertheless, we feel that an understanding of it should be helpful towards a

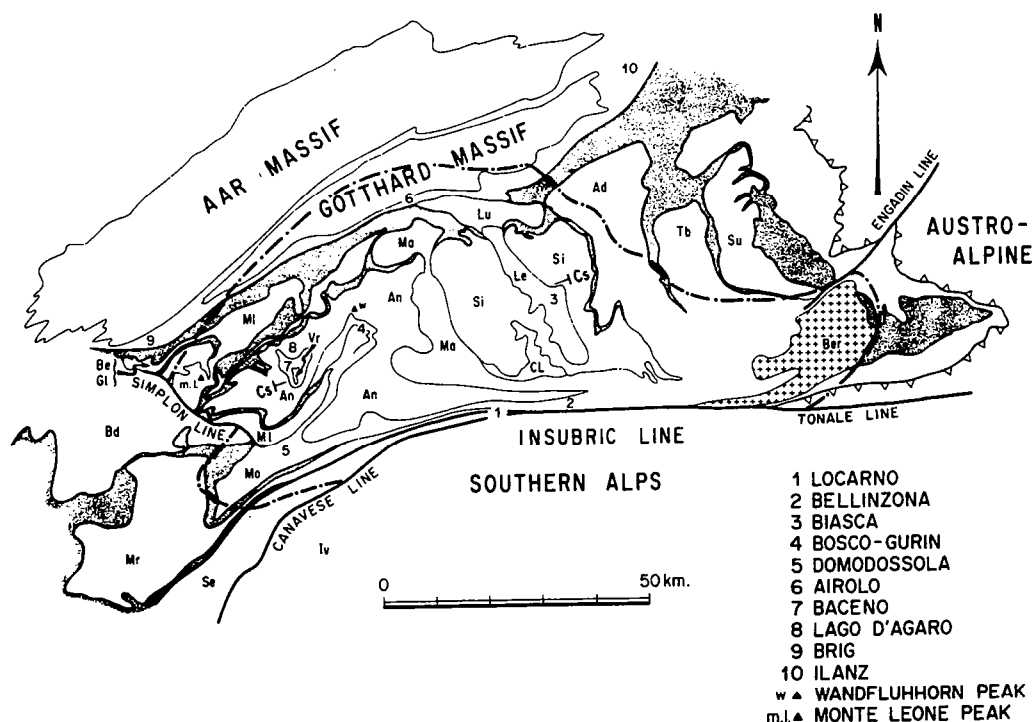


FIG. 1. Simplified geological map of the Lepontine dome. In the Pennine zone, cover rocks (stippled) are interleaved with slices of crystalline basement (Ad: Adula, An: Antigorio, Bd: Bernhard, Cl: Cima-lunga, Le: Leventina, Lu: Lucomagno, Ma: Maggia, Mi: Monte Leone, Mo: Moncucco, Mr: Monte Rosa, Se: Sesia, Si: Simano, Su: Suretta, Tb: Tambo). Also shown are Verampio window (Vr), Berisal synform (Be), Glisshorn antiform (Gl) and Bergell intrusion (Ber). Periadriatic faults (Canavese, Insubric and Tonale Lines) separate the Pennine zone from the southern Alps, which include the Ivrea zone (Iv). Thick dashed line encloses area of amphibolite facies metamorphism of Tertiary age. Cs indicates the line of the cross section shown in Fig. 9. For numbered localities and peaks see key at bottom right.

broader-scale understanding of Alpine structures and kinematics.

Since this contribution aims at regional kinematics, we primarily make use of the large scale patterns of foliations, lineations and shear indicators at amphibolite grade, or later greenschist grade. As a consequence, the reader familiar with the existing literature will find that we do little justice in this paper to the complexity of local deformation phases, especially the geometrical style, orientation data and interference patterns of folding on all scales (such as discussed in Huber *et al.* 1980). This shortcoming simply results from the fact that we are not yet able to fully integrate this kind of structural analysis into a regional kinematic history and that we are not aware of any previous attempts to do so.

We first describe the general structure of the Lepontine dome itself, including the thrust sheet sequence and the foliation pattern. Then we

summarize what little is known of its pre-Tertiary history. In more detail, we discuss petrological and geochronological data on the Lepontine metamorphic event. This allows us to refer to metamorphic assemblages when describing linear and planar fabrics or kinematic indicators. Using the patterns of lineations and the associated senses of shear, we finally attempt a Tertiary kinematic interpretation of the Lepontine dome. The inferred motions are so thoroughly three-dimensional, that we are not yet able to use balanced cross-sections, or any other method, to calculate total amounts of displacement.

The structural dome

In the Lepontine region, a geological map of the Pennine zone (Fig. 1) looks much like a sliced onion, for several geometrical reasons.

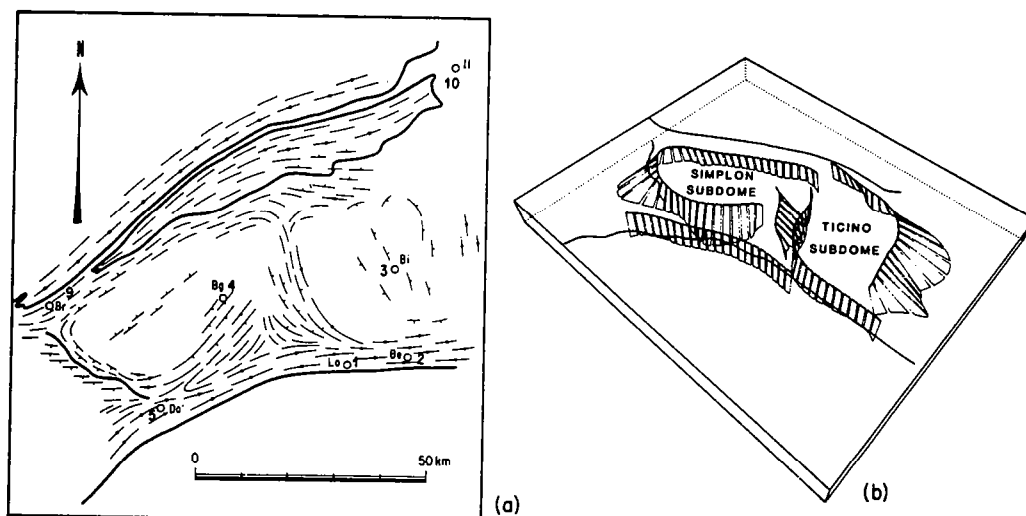


FIG. 2. Current attitude of main foliation in western and central parts of the Lepontine dome. Map at left shows smoothed strike and dip of foliation. Steep dips of 60° to 90° are shown by black dot centred on strike-slip; moderate dips of 30° to 60° , by tick on down-dip side of strike-slip; flattish dips of 0° to 30° , by lack of symbol. Numbered localities are as in Fig. 1: Biasca (Bi), Bellinzona (Be), Locarno (Lo), Bosco-Gurin (Bg), Domodossola (Do), Brig (Br) and Ilanz (Il). Data from Schmidt & Preiswerk (1908), Knup (1958), Milnes (1974b), Steck (1984), Mancktelow (1985), supplemented by the authors' own measurements. Block diagram at right was drawn by computer using true perspective. Platelets are tangent to foliation as estimated at sea level, after regional averaging in areas $1\text{ km} \times 1\text{ km}$ square and interpolation using multiquadrics (Barbotin and Cobbold, work in progress).

First, in analogy with the shells of an onion, the region is composed of sheets of Hercynian basement, typically a few kilometres thick, interleaved with thinner sheets of Mesozoic sediments (Schmidt & Preiswerk 1908, Argand 1911, Staub 1924, Amstutz 1971, Milnes 1974a). Early authors described these structures as fold nappes, but Milnes (1974b) showed that large scale folding postdates the emplacement of thrust sheets.

Grossly parallel to the sheets themselves (and to the axial surfaces of major post-nappe isoclinal folds) is a composite foliation at amphibolite grade. We have verified and, where necessary, supplemented the foliation attitudes measured by Schmidt & Preiswerk (1908), Knup (1958), Milnes (1974b), Steck (1984) and Mancktelow (1985). We have then smoothed the data (Fig. 2a) and constructed a simple block diagram (Fig. 2b), showing the central and western parts of the region. Thrust sheets and foliation attitudes form a regional dome.

To a first approximation, the dome has mirror symmetry about a central valley (the Val Leventina) running SSE from Airolo to Bellinzona (Fig. 1). At the bottom of this valley are exposed the lowermost granitic gneisses

(Leventina, Lucomagno), considered infra-Pennine by some authors (e.g. Milnes 1974a). The overlying Simano sheet dips gently away to the E and W. Further E, the successively higher Adula, Tambo and Suretta sheets dip eastward by up to 25° on average. They are therefore predicted to occur at depths of up to 20 km or so beneath the overlying Austro-Alpine units which form the eastern boundary of the Lepontine dome, and are attributed to the Adriatic sub-plate. In the SW corner of the region, the uppermost Pennine sheets (Monte-Rosa and Bernhard units) are separated from lower ones by the Simplon Line, which is basically a SW dipping normal fault (Mancktelow 1985). This fault also appears to offset the metamorphic mineral zones (Fig. 1). In the N and S of the area are steep belts (Milnes 1974a), one bordering the External Crystalline Massifs (Aar and Gotthard), the other next to the Insubric Line. Both steep belts are generally considered to postdate the main deformational and metamorphic events (Milnes 1974a, Huber *et al.* 1980, Simpson 1982, Steck 1984, Mancel & Merle 1987). The southern steep belt is in fact the southern limb of an antiformal structure, most easily visible at the western and

eastern sides of the dome, where the axis plunges gently to the W or E, respectively. In the W, this structure, known as the Vanzone antiform, folds the Monte-Rosa and Moncucco units. In the E, the units between the Bergell intrusion and the Austro-Alpine units are similarly folded. Notice that mineral zone boundaries have arcuate appearances in both these corners of the dome. Finally, to complete the description of the broadly symmetric features of the dome, we notice that the Simplon Line in the W and the Engadine Line in the E are symmetrically oriented and have similar positions at the two sides of the dome.

As well as these more symmetric features, the dome has some pronounced departures from mirror symmetry (Fig. 2b). Thus we distinguish the Ticino subdome in the E, separated from the Simplon subdome in the W by the N-S trending Maggia steep zone, termed the 'Querzone' by Preiswerk (1918) on account of its anomalous attitude. At its SE end, the Maggia steep zone curves into parallelism with the southern steep belt. Immediately SW of the Maggia steep zone, the foliation traces form a triangular transitional domain, between the Maggia steep zone itself, the southern steep belt and the NE striking Bosco-Gurin structure (Fig. 2a). Throughout much of the Simplon subdome, the foliation strikes NE whereas in the Ticino subdome, it strikes NNW.

Pre-Tertiary history

Relict high-pressure mineral assemblages (eclogites) are well known from the Sesia zone, but have also been described in the central Alps (Ernst 1976, Evans & Trommsdorf 1978, Heinrich 1982). Pressures and temperatures estimated from garnet and clinopyroxene and from the stability of jadeite, have a regional NS gradient, the pressure varying from 9–13 kb in the N to 20 kb in the S (Heinrich 1982, 1986). Although this metamorphic event is imperfectly dated, radiometric data suggest a Cretaceous age (Hunziker *et al.* this volume). The high-pressure metamorphism can be interpreted as resulting from crustal subduction before or during collision between two tectonic plates (Trümpy 1980, p. 80). For how long did this process continue? One possibility is that emplacement of basement slices continued without interruption from the late Cretaceous to the late Oligocene; but this is probably too simple a history. Thus, the P–T conditions of eclogite facies indicate a geothermal gradient lower than average, whereas the P–T conditions of Tertiary

metamorphism indicate a geothermal gradient higher than average. A thickened crust with a low geothermal gradient is probably difficult to deform and so an alternative hypothesis is to consider a period between the Cretaceous and Tertiary events, during which there was little deformation. Tertiary deformation due to horizontal forces from the Adriatic sub-plate could perhaps have taken place as the crust became thin enough, by erosion after a late Cretaceous uplift (see Hurford & Hunziker 1985).

In any case, the kinematic record of this early stage of crustal collision is now completely overprinted by strong Tertiary deformations and metamorphism.

Tertiary metamorphism and cooling

Numerous petrological and metamorphic studies show that a high-temperature metamorphism took place during Tertiary times in the Pennine zone (Ernst 1973, Frey *et al.* 1974, 1980). Mineral assemblages are those of the amphibolite grade and mineral zones are nested in a concentric pattern on a map (Niggli 1970). Thus there is a systematic decrease of metamorphic grade from southern regions (Locarno and Bellinzona area) towards the N, E and W. Whereas there is no evidence against a possible sub-horizontal attitude of isotherms during the climax of metamorphism (Frey *et al.* 1980), isograd surfaces are now steeply dipping in the Simplon subdome, at the eastern margin of the Pennine zone and in the northern steep zone (Streckeisen & Wenk 1974, Fox 1975, Thompson 1976, Klaper & Bucher-Nurminen 1987). Thus, at first sight the large scale pattern of isograd surfaces looks like the one expected for a true thermal dome (see Turner 1968). However, large scale folding of originally sub-horizontal isotherms may have occurred after the climax of metamorphism (Milnes 1975, Frank 1983). The near coincidence of the structural and metamorphic domes is highly suggestive of such a folding.

The timing of metamorphic events in the Pennine zone is controversial and this in itself suggests that the notion of a simple thermal dome may be misleading. Geochronological data from muscovite–phengite (Rb–Sr) at the western and eastern periphery of the Lepontine dome (Hunziker 1970, Steinitz & Jäger 1981), outside the staurolite isograd, yield ages of 38–35 Ma. These ages have been interpreted as the peak of Lepontine metamorphism (Jäger 1973). Following this interpretation, the younger ages inside the staurolite isograd all

have to be considered as cooling ages. This view assumes that there is a single peak in the time-temperature curve (referred to as the 'Lepontine event') and according to this concept the mineral isograds would approximate an isotherm at one and the same instant in time. The ages of 38–35 Ma are identical with those obtained for the greenschist metamorphic event in the western Alps (Bocquet *et al.* 1974, Frey *et al.* 1974, Chopin & Malusky 1980, Chopin & Monié 1984).

In contrast, ages obtained within the Lepontine dome using the U–Pb method on monazites or K–Ar on amphiboles are much more recent (around 25–20 Ma). Hence some workers have reappraised the chronology of the Alpine metamorphism, claiming that conditions sufficient to produce high grade assemblages were sustained until around 25–20 Ma (Hänny *et al.* 1975, Köppel & Grünenfelder 1978, Köppel *et al.* 1980, Deutsch & Steiger 1985, Monié 1985).

Furthermore, structural investigations (e.g. Thakur 1973, Huber *et al.* 1980, Klaper 1982) suggest that more than one episode of mineral growth occurred in the Lepontine area with respect to established deformation phases. Admittedly these deformation phases do not need to be contemporaneous all over the area considered. However, Rb–Sr ages on micas (Steiger & Bucher 1978, Steiger 1983) more directly suggest a second episode of mineral growth, particularly in the northern part of the Lepontine dome, S of the Gotthard Massif. This mineral growth does not necessarily indicate a second peak in temperature, but may indicate that mineral isograds did not form at the same time all over the Lepontine area.

Thus, the age of the so-called Lepontine metamorphic event remains unclear, possibly because the subject has been considered in terms that are too simple. We suggest that the notion of a single metamorphic event, synonymous with a single period of mineral growth and a single peak in the temperature–time curve throughout the entire Lepontine dome, should be abandoned in favour of a more complex and dynamic thermal history, which has yet to be worked out for particular domains within the Lepontine area. The complexity is due in part to very important post-38–35 Ma events, such as the intrusion of the Bergell batholith (30 Ma, Köppel & Grünenfelder 1975), an Oligocene phase possibly related to the intrusions along the Insubric Line (Laubscher 1983) and particularly the subsequent formation of the southern and northern steep belts (Hurford 1986, Schmid *et al.* 1987, Merle 1987).

Cooling of the Lepontine area has traditionally been attributed to 'uplift', without further explanations of its causes. The use of fission track data provided a major breakthrough in specifying the cooling history. For a region N of Locarno, Hurford (1986) demonstrated a period of very rapid cooling between 23 and 19 Ma, followed by slower cooling rates compatible with current uplift rates (Fig. 3, see also Werner *et al.* 1976, Steiner 1984). Since the formation of the southern steep belt appears to be intimately related to backthrusting along the Insubric Line, the period of rapid cooling is best attributed to uplift caused by backthrusting and backfolding during an Insubric phase (Argand 1916), of Oligocene–Miocene age and contemporaneous with northwards thrusting in the Helvetic nappes (Schmid *et al.* 1987). In this interpretation, the emplacement of the Lepontine area into shallow levels of the Earth's crust is the result neither of isostatic uplift nor of underplating and crustal extension (Platt 1986), but of a Neo-Alpine compressional phase.

The geochronological data also indicate that cooling occurred earlier in the E (Ticino sub-dome) and later in the W (Simplon sub-dome) (Jäger *et al.* 1967, Wagner *et al.* 1977). This has led to a model of differential uplift within the Pennine zone (Bradbury & Nolen-Hoeksema 1985). Westward propagation of uplift may be due to dextral transpression in front of a rigid indenter as, for example, the Adriatic sub-plate with the Ivrea zone at its NW corner (Schmid *et al.* this volume).

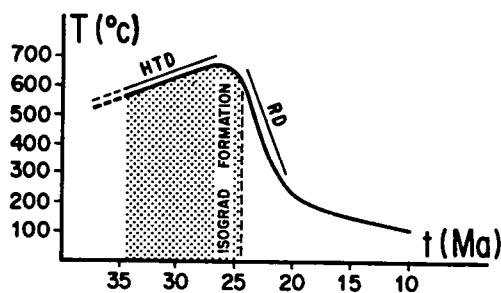


FIG. 3. History of cooling and deformation in the Lepontine dome. Curve gives temperature (T) as a function of time (t) for the last 35 Ma according to model B (II) of Hurford (1986), applicable to the Maggia valley only. There, high-temperature deformation (HTD) ended at about 25 Ma and was followed by retrograde deformation (RD). Within the Simplon sub-dome, rapid cooling started later than 25 Ma ago (see Schmid *et al.* this volume, Fig. 3).

High-temperature deformation (HTD)

In this section, we refer to deformation that occurred before the onset of rapid cooling. Provisionally, we consider the HTD throughout most of the Pennine zone to have occurred between 40 and 25 Ma. This age bracket is consistent with geochronological data discussed in the previous section and with the culmination of Meso-Alpine shortening in the late Eocene to early Oligocene (38–33 Ma) according to several authors (e.g. Ayrton & Ramsay 1974, Milnes 1978, Hsü 1979, Trümpy 1980, p. 90). Because of the long period of high temperature (40–25 Ma) we cannot further constrain the age of the HTD using metamorphic arguments. We cannot even exclude the possibility that some areas of the Lepontine dome inside the staurolite isograd reached amphibolite grade conditions previous to the event dated at around 38–35 Ma outside this isograd. Furthermore, although the onset of rapid cooling is well dated in the Maggia area at 25 Ma (Köppel & Grünenfelder 1975, Werner *et al.* 1976, Steiner 1984, Hurford 1986), some areas to the N (S of the Gotthard Massif) and W (Simplon domain) were at high temperatures considerably later than 25 Ma ago (Jäger *et al.* 1967, Purdy & Jäger 1976, Wagner *et al.* 1977). Thus we do not consider the HTD to be a well-timed tectonic event, synchronous over the entire area.

Stretch lineation

The main lineation observed in the Pennine zone is a preferred orientation of grain aggregates, individual grains, fold axes, rods and boudins. This structure seems to track the direction of maximum total stretch. Fold axes parallel to the stretch lineation occur at small to intermediate scales (Wenk 1955). Occasional eye structures are probably transverse sections through sheath folds. We have also observed definite sheath folds in oblique sections (Cobbold 1980).

Optical observations in thin section show that the main foliation and lineation are defined by mineral assemblages of amphibolite grade, such as quartz+plagioclase(An>17)+biotite+staurolite+kyanite+garnet. Thin sections frequently show shear bands associated with the growth of metamorphic minerals. A study of inclusions within garnets from the Simplon area indicates that growth of garnet is contemporaneous with rising temperature and predates

the peak of metamorphism in this particular area (Merle *et al.* 1986).

We have measured the attitude of HTD stretch lineations at 882 localities throughout the Lepontine dome (Fig. 4), thus confirming the unusual radiating pattern first described by Wenk (1955). If we compare the attitude of foliation and lineation (see Figs 1, 2 and 4), we see that in the central areas of flat-lying foliation (Ticino and Simplon subdomes), the lineations fan out in directions approximately perpendicular to the peri-Adriatic fault system. Even in the anomalous Maggia steep zone, this radial pattern of flat-lying lineations is not disturbed, the lineations following the strike of the steep zone.

As one approaches the northern steep belt near Airolo, both lineation and foliation acquire steep attitudes, suggesting that they have become folded together about a horizontal E–W axis during later events. Similar geometrical relationships occur as one approaches the southern steep belt, either in the Bellinzona area and further E, where the lineation is nearly vertical, or in the Domodossola area, where it now pitches at about 45°E. This suggests that foliation and lineation were folded together about horizontal axes during a later event in the southern steep belt as well. However the situation is not as simple as this, because for about 50 km between Domodossola and Bellinzona, passing through Locarno, the HTD lineation is flat-lying, often pitching gently E, but sometimes even gently W. If the foliation is restored to the horizontal by rotating about the E–W strike, the lineation remains E–W; whereas immediately to the N, in the flat-lying area, it currently strikes NW. We therefore conclude that the steep belt between Domodossola and Bellinzona cannot have undergone rigid rotation alone during later events. Either the HTD lineation formed in a flat-lying E–W attitude, or it became reorientated during later events as a result of superimposed ductile deformation (strain). This matter is further discussed in the following section.

Kinematic indicators

In our general experience, kinematic indicators are less clear and abundant in rocks of amphibolite grade than they are in rocks of greenschist grade. Nevertheless we have found high-temperature shear indicators in the Lepontine dome, both at outcrop scale (Fig. 5a) and in thin section (Figs 5b, c and d). In deformed granites, we mainly used the relative attitudes of foliation and shear bands with amphibolite

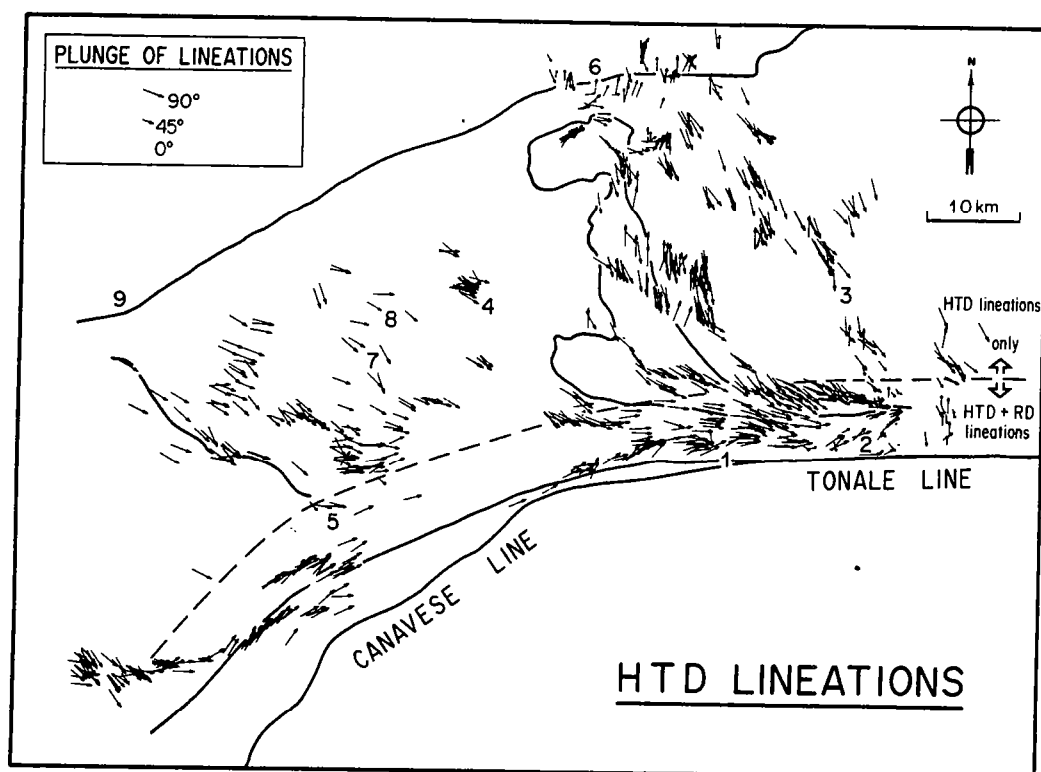


FIG. 4. Current attitude of high-temperature stretch lineations in central and western parts of Lepontine dome (new data only). Each arrow represents a single measurement. Length of arrow is inversely proportional to plunge in degrees (see key). Solid curves are a selection from the geological boundaries of Fig. 1. Numbered localities are as in Fig. 1. The age of the lineations in the southern steep belt (south of the solid broken line) cannot always be inferred with certainty: there are HTD lineations rotated by the backfolding as well as lineations formed during the RD event. For lineations within the Insubric mylonite belt see Schmid *et al.* (1987) (data from the Monte-Rosa area by E. Barbotin).

grade assemblages (C/S structures of Berthé *et al.* 1979), as well as the sigmoidal shapes of recrystallized tails around old grains (Simpson & Schmid 1983, Passchier & Simpson 1986). Such structures, together with asymmetric folds of the foliation, are especially clear in the Leventina orthogneiss (Fig. 5). In paragneisses we had greater difficulty in determining shear senses, but sometimes, like Mawer (1987), we were able to use shear bands, asymmetric folds, rolling structures or rotated boudins (Van Den Driessche & Brun 1987).

In the flat-lying areas of the Lepontine dome, HTD shear senses are consistently top to N to WNW in the lineation direction (Fig. 6). In most areas, there is little or no retrograde overprint, so that these shear directions appear to be original ones, operative during the HTD event. An exception is the Simplon area, where there is a retrograde overprint, discussed in a later section.

In the northern steep belt around Airolo, HTD shear indicators appear to have become folded into an upright position, together with foliation and lineation. Restored to a horizontal attitude, by rigid rotations about E–W axes, the shear indicators have top to N senses, as in the centre of the Ticino subdome. Further evidence for such rotations will be discussed later.

In the southern steep belt, HTD shear indicators have been found so far at two localities (Fig. 6). One is in the Monte-Rosa unit at Villadossola, near Domodossola (Schmid *et al.* 1987); the other is in the Moncucco unit at Ponte Brolla, near Locarno. Both yield dextral strike-slip shear senses in almost perfectly horizontal directions. Were these horizontal shear directions operative during the HTD event, or have the structures been rotated? If foliation is restored to the horizontal, by rigid rotation about strike, the shear senses become top to W, compatible in sense, but not in direction, with

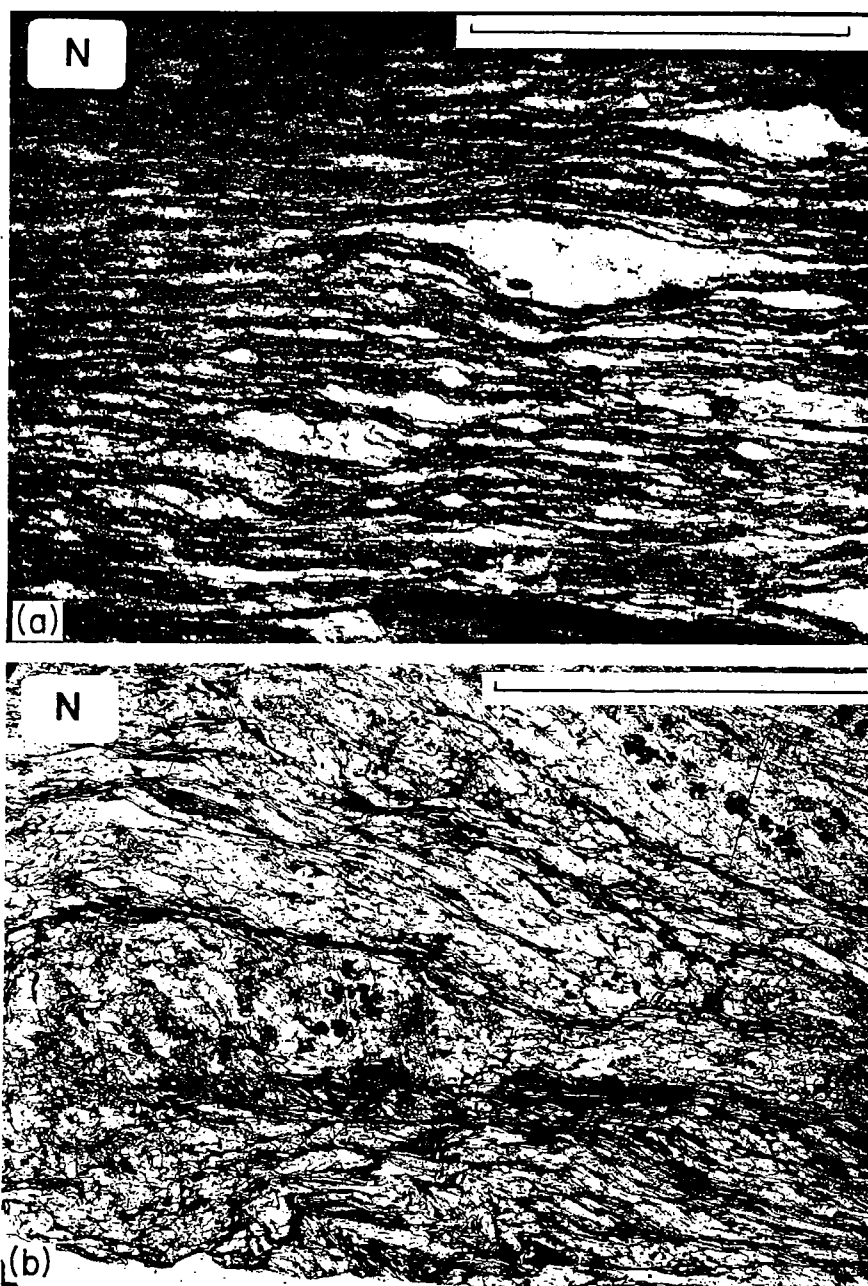


FIG. 5. Kinematic indicators for high-temperature deformation. (a) Shear bands and sigmoidal porphyroclasts in the flat-lying Leventina gneiss. Photograph of vertical outcrop (N at left), scale bar 5 cm long. (b) C-S structures and folds in the flat-lying Leventina gneiss (thin section, vertical, N at left, scale bar 2.5 cm long). (c) and (d) Detail from (b), showing shear bands of top to N sense, containing assemblages of two micas, feldspar and quartz. Dynamic recrystallization of potash feldspar (c) and dynamic recrystallization of quartz by grain boundary migration (d) indicate high temperatures during formation of shear bands. Scale bars 0.83 cm long (c) and 0.20 mm long (d).



the top to NW shears observed in the flat-lying areas immediately to the N. Thus a component of rigid rotation during later events is not impossible; but it does not appear to be sufficient in itself to account for the present attitudes, as discussed in detail in the previous section on HTD lineations. We conclude that there has been additional ductile strain in this part of the

southern steep belt. At the Ponte-Brolla locality, shear indicators (shear bands and asymmetric folds and boudins) are coeval with the beginning of anatexis (Gapais, personal communication, 1987). The rocks are migmatitic and there is no evidence of a retrograde ductile overprint. We therefore conclude that dextral strike-slip at Ponte-Brolla occurred at high

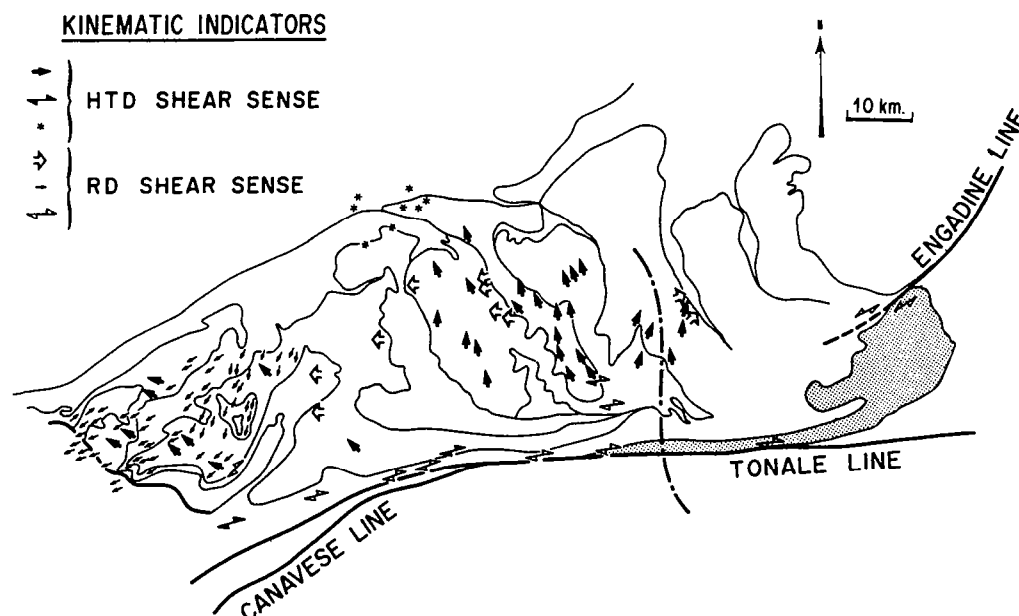


FIG. 6. Shear senses in the Lepontine dome. Each arrow represents a sense of shear, determined from a population of kinematic indicators at outcrop and in thin section, where such a population gave consistent results at a scale of about 100 m. In central areas of flat-lying foliation, horizontal shear components are shown by single arrows representing motion of roof (large black arrows for HTD, wide empty arrows for RD in Ticino subdome, small black arrows for RD in Simplon subdome). Note the reversed sense of shear in the Berisal and Glishorn backfolds. In the southern steep belt and along the Engadine Line, wrench components are shown by zigzag arrows (full black arrows for HTD, empty arrows for RD). In the northern steep belt, asterisks show localities where HTD shear directions are currently vertical (for interpretation, see Fig. 10). East of dashed line, shear-sense indicators have been observed recently at outcrop (by P. R. Cobbold, M. Ballevre, D. Gapais and E. Le Goff), but not yet in thin section, so that metamorphic conditions are not yet reliably known.

temperature. Unfortunately we do not know whether it occurred in the age bracket of 40–25 Ma, or at the beginning of the Insubric phase.

Retrograde deformations (RD)

In this section, we refer to deformations coeval with the cooling of the Lepontine area, i.e. from 23 Ma to 19 Ma in the Ticino subdome (Hurford 1986), and significantly later in the Simplon subdome (Bradbury & Nolen-Hoeksema 1985).

Geological mapping of stretch lineations (Fig. 7), shear indicators (Fig. 8a, b) and other structures reveal late ductile deformations (Steck 1984) superimposed under retrograde metamorphic conditions upon the HTD (Merle 1987, Merle *et al.* 1986). The closing stages of retrograde deformation (RD) demonstrably occurred under greenschist facies conditions in the Simplon area (Mancktelow 1985, Mancel &

Merle 1987). Further E, the RD is only occasionally associated with syntectonic growth of chlorite. From studies of the RD, we infer different kinematic histories in the Simplon and Ticino subdomes. The southern and northern steep belts also have rather special histories.

Southern steep belt

The formation of the southern steep belt has been shown to be contemporaneous with mylonitization under greenschist facies conditions along the Insubric Line (Zingg & Schmid 1983, Schmid *et al.* 1987), during the Insubric phase in the sense of Argand (1916). Because the Insubric mylonites formed at the interface between the warm Lepontine domain and the earlier cooled southern Alps (>500°C vs. 150°C at 25 Ma, see Hurford 1986, fig. 7), this retrograde overprint is particularly obvious within the mylonite belt, which simply represents the southern margin of the steep belt. In the SW of the region, the central Alps were backthrust

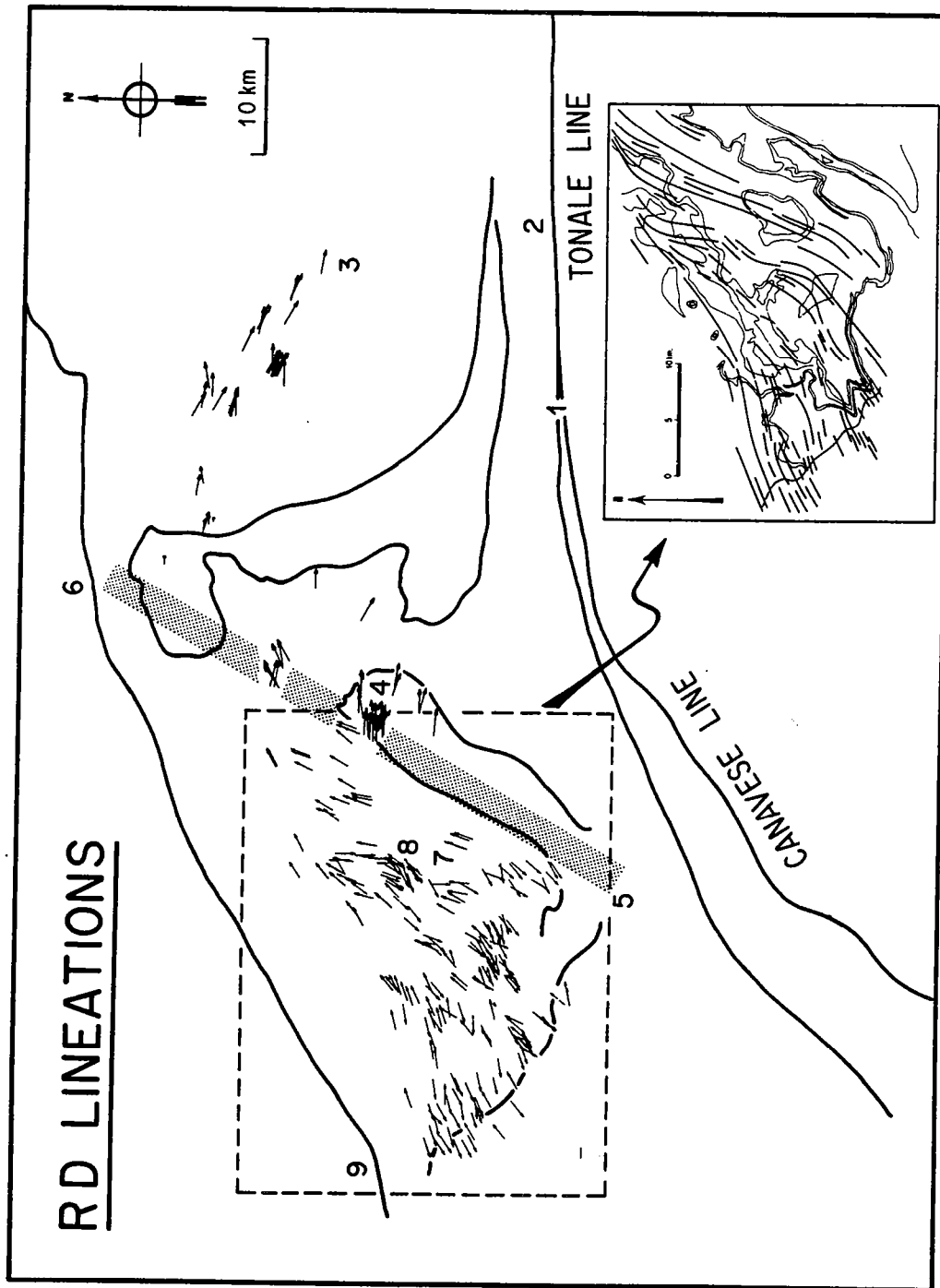


FIG. 7. Current attitude of retrograde stretch lineations in central and western parts of the Lepontine dome (new data, and old data from Merle 1987 and Merle & Gal 1988). Stippled zone separates lineations in the E (associated with formation of Ticino subdome, Maggia steep zone and Bosco-Gurin thrust) from later lineations in the W (associated with formation of Simplon subdome and normal faulting along Simplon Line). For legend, see Fig. 4. Inset at bottom right shows lineation trajectories (drawn by hand) in the Simplon domain. For senses of shear, see Fig. 6.

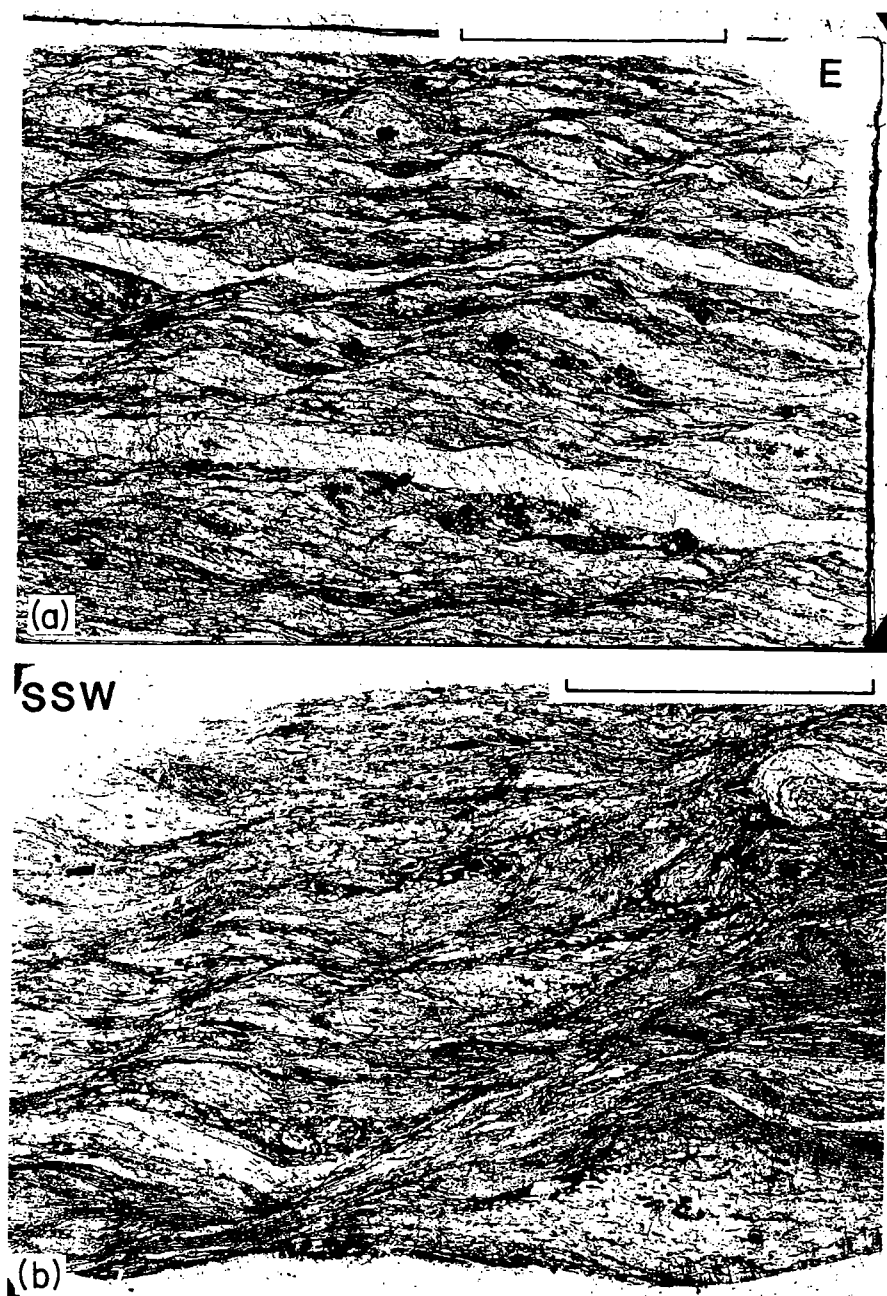
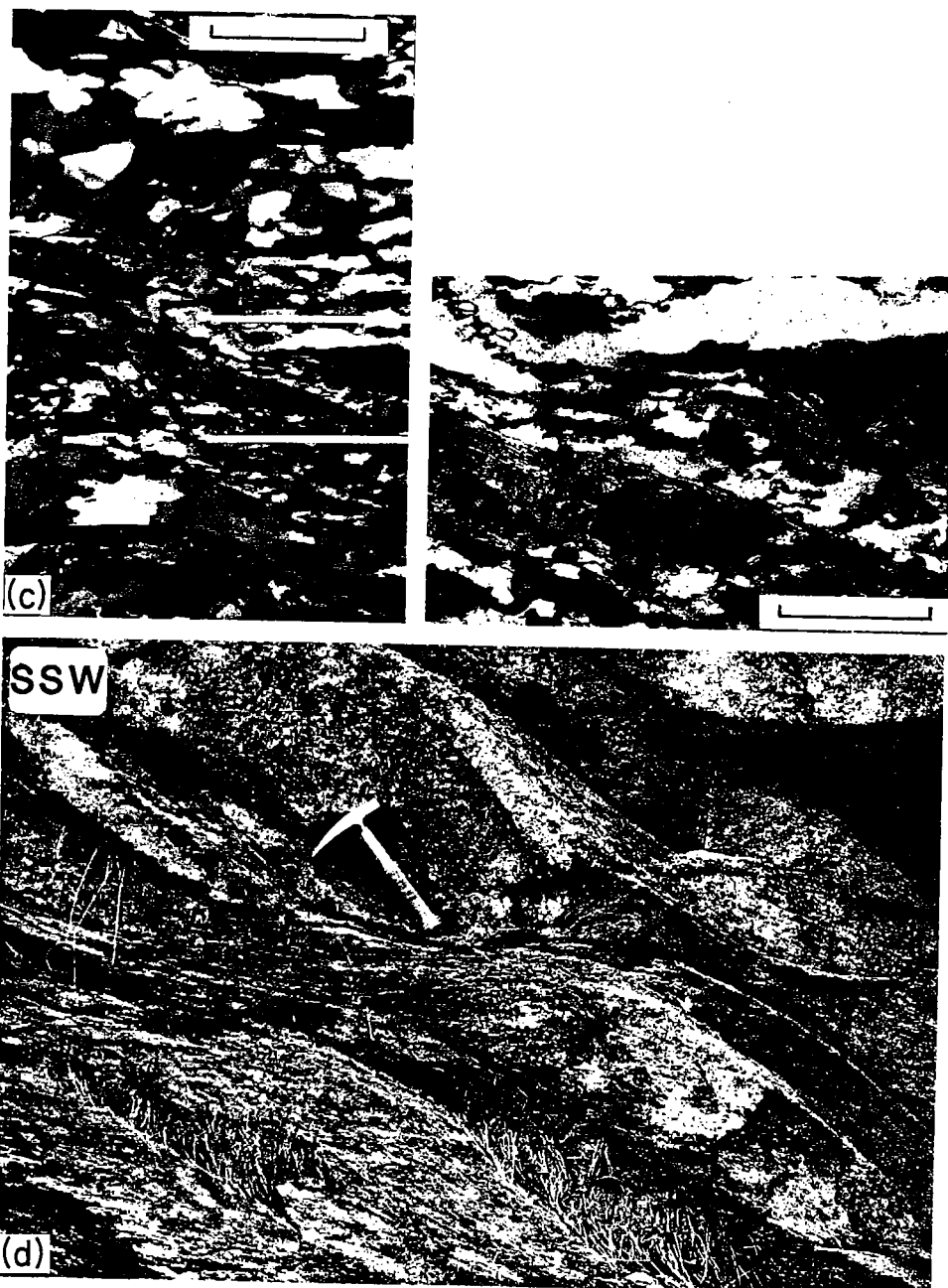


FIG. 8. Kinematic indicators for retrograde deformation. (a) Shear bands at contact between Simano nappe and Leventina gneiss (vertical thin section, E at right, scale bar 1 cm long, see Fig. 9 for locality). Sense of shear is top to W. (b) Shear bands and fold in Baceno schist, Verampio window (vertical thin section, SSW at left, scale bar 2 cm long). Sense of shear is top to SSW. Chlorite content about 20%. (c) Shear bands within a quartzitic gneiss near base of Bosco-Gurin thrust (see Fig. 9 for locality). Microstructure of coarse-grained quartz outside a shear band (left) indicates migration recrystallization typical of high temperature deformation. Within same shear band (right), serrate grain boundaries and incipient recrystallization by mechanism of subgrain rotation indicate lower temperatures. Since shear bands represent late instabilities along a continuous strain path, we deduce that shearing occurred while rocks rapidly cooled (compare Fig. 3). Scale bars 0.83 mm long (left) and 0.25 mm long (right). (d) Flat-lying shear zone in Antigorio granite, Lago d'Agaro (locality 8, Fig. 1). Vertical outcrop, SSW at left, hammer gives scale. Shear sense is top to SSW.



over the southern Alps along the N-dipping Insubric mylonite belt, as demonstrated by small scale shear criteria and steep stretch directions (Heitzmann 1987b, Schmid *et al.* 1987). Kinematic studies indicate that backthrusting was followed by dextral shearing in these mylonites. Although this sequence of events can be

established locally, both events are best thought of in terms of a continuous process of dextral transpression on a larger scale (Schmid *et al.* this volume). Only during the very latest stages along the Insubric Line (cataclastic deformation at the Tonale and Centovalli lines, greenschist facies mylonitization of Lepontine marble

Laubscher 1971, Fumasoli 1974, Heitzmann 1987a, Schmid *et al.* 1987) did oblique convergence across the belt change into almost pure strike-slip.

Because of the existing N–S temperature gradient during the Insubric phase, it is dangerous to use ambient temperatures to decide on the relative ages of deformation. The retrograde nature of movements N of the mylonite belt is not always obvious, since higher temperatures prevailed for a longer period of time in the northern parts of the Lepontine area (Hurford 1986). In the Valle d'Ossola section, dextral strike-slip (Monte-Rosa nappe at Villadossola near Domodossola, Schmid *et al.* 1987) and backfolding (Vanzone antiform, Klein 1978, Milnes *et al.* 1981) can be attributed to this Insubric phase. Dextral shearing occurred under retrograde conditions all along the southern steep belt (Fig. 6 and Heitzmann 1987b), but also under high-temperature conditions (Villadossola and Ponte Brolla localities). The time relationships between dextral shearing and backfolding are not established yet and it is likely that both components of motion were synchronous in many parts of the southern steep belt, as postulated for the Insubric mylonites. In any case, the vertical uplift associated with backthrusting appears to have reached a maximum between Locarno and Bellinzona.

Ticino subdome

In the W, from Biasca to Bosco–Gurin, the Ticino subdome displays a set of RD stretch lineations of nearly EW trend, superimposed on the HTD stretch lineations (Fig. 7). This second deformation is scarce at the scale of the subdome, but where it occurs it is usually associated with flat-lying ductile mylonites. Thus, mylonites at least 10 m thick occur at the contact between the Leventina gneiss and the Simano sheet (Swiss National Grid 706.2–141.45) and between the Antigorio granite and Bosco–Gurin units (SNG 678.3–128.8). Shear senses determined at outcrop or from thin sections (Fig. 8a) are all top to W.

The retrograde character of this deformation is apparent in thin section. Chlorite has grown preferentially within shear bands that postdate the growth of amphibolite-grade porphyroblasts. However, we have never observed completely retrograde assemblages (as described later for the Verampio window or the Simplon line). Quartz microstructures within microscale shear bands often indicate progressive deformation at decreasing temperatures (Fig. 8c) and this can probably be correlated with the cooling

recorded by geochronological data.

Westward shearing may be a key for understanding major structures such as the Maggia steep zone and at the duplication of the Antigorio granite in the Bosco–Gurin area. An E–W cross section through the Maggia steep zone (Fig. 9) shows a large fold overturned towards the W (see Merle & Le Gal 1988 for a fuller description). This structure appears to fold the earlier high-temperature foliation. Retrograde mylonite zones and later brittle faults all show top to W senses of shear or slip. We therefore interpret the overall structure as being modified, if not created, by top-W shearing during the RD event.

In the Bosco–Gurin area, the Antigorio granite is duplicated (Figs 1 and 9). There is a well developed RD stretch lineation striking E–W, parallel to the fold axis of the Wandfluhhorn fold (Hunziker 1966, Hall 1972, see Wandfluhhorn peak located on Fig. 1). In the core of the upper Antigorio sheet, strain is homogeneous and shear indicators are lacking, except at the base, where the granite, in contact with underlying paragneisses (Bosco–Gurin unit), becomes mylonitic in a thin zone dipping gently E. The sense of shear is top to W. Thus, the duplication of the Antigorio granite may be due to overthrusting towards the W (Merle & Le Gal 1988). The northern limit of the Bosco–Gurin thrust remains to be recognized in the core of the Antigorio granite itself, but the Wandfluhhorn fold may be a ductile termination of the Bosco–Gurin thrust. To the S, next to the southern steep belt, the Antigorio granite is refolded in a synformal structure (the Masera synform). On a map, the hinge of this fold curves in a manner consistent with a dextral sense of shear in the southern steep belt.

The westward deformation in the Ticino subdome is considered to be coeval with the formation of the southern steep belt. We believe that both events occurred at the western and southern margin of the uplifting Ticino subdome between 25 and 20 Ma, a period of rapid cooling in the Ticino subdome according to geochronological data (e.g. Werner *et al.* 1976, Wagner *et al.* 1977, Hurford 1986) (Fig. 3).

On the eastern side of the Ticino subdome, within the Adula unit, but still within the limit of Tertiary amphibolite-facies metamorphism, retrograde shear indicators with normal-fault sense (top to ENE) have recently been observed (Fig. 6). The metamorphic conditions of their formation and their age relationships with the shear indicators in the western part of the dome are not yet clearly determined.

Finally, in the steep zone that prolongs the

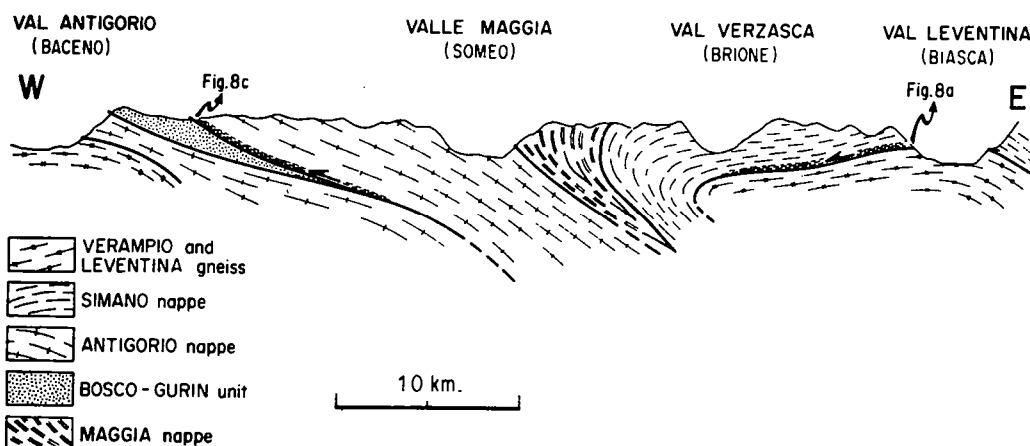


Fig. 9. Schematic geological cross-section running EW from Val Leventina to Val Antigorio across Maggia steep zone and Bosco-Gurin thrust (after Merle & Le Gal 1988). Section line is shown in Fig. 1. The Wandfluhhorn fold cannot be seen as its axis is parallel to the cross section. Arrows show shear senses in retrograde mylonites (see Figs 6, 8a, c).

Engadine Line to the SW (Fig. 1), as well as in the northernmost exposures of the Bergell intrusion, retrograde shear indicators reveal left-lateral wrench components along strike (Fig. 6). Once again, the metamorphic conditions of formation are not yet known, but the structures postdate the Bergell intrusion (30 Ma).

Simplon subdome

Throughout a well-defined triangular area between the Simplon Line and the northern lobe of the Maggia unit, later flat-lying foliations and lineations partially overprint older HTD structures (Steck 1984). The second deformation occurred under retrograde conditions, at temperatures lower than in the Ticino subdome (Merle 1987).

The stretching lineation in the field is mainly defined by an alignment of quartz aggregates, muscovite and chlorite. Coeval shear bands postdate the growth of garnet, staurolite or kyanite porphyroblasts; chlorite aggregates are usually located within microscopic shear bands. Thin sections of samples from the Verampio window and the Simplon line indicate P–T conditions of greenschist facies (Fig. 8b). Shear bands developed within the domain of stability of biotite but generally were contemporaneous with the breakdown of this mineral.

The RD lineations form a consistent, slightly radiating pattern (Fig. 7), restricted to an area of nearly flat-lying units, surrounded by zones of steeper attitude (including the Bosco–Gurin structure). Towards the W, the extent of this

area of retrograde deformation beyond the Simplon Line is not yet known (Merle 1987, Mancel & Merle 1987, Steck 1987). The sense of shear, demonstrated by C/S structures, shear bands and asymmetric pressure shadows and porphyroclasts, is top down and SSW in the Verampio window, top down and WSW at the Simplon Line (Fig. 6) (Merle 1987, Mancel & Merle 1987). We correlate this deformation with the Simplon phase described by Mancktelow (1985, 1987) along the Simplon Line. At a few localities in the core and front of the Antigorio granite nappe, the shape of quartz aggregates indicates that the strain ellipsoid is oblate (Greco 1985, Daniel 1986). This strain is due to the retrograde deformation alone, high-temperature aggregates having been observed only at the base and rear of the granite sheet. We suggest that the oblate strain is due to centrifugal radial motion along the divergent RD trajectories of Fig. 7. The strain intensity appears to increase towards the Simplon Line, but is also very high in some ductile units (Baceno schist) exposed in the Verampio window (Merle 1987).

Folds with axes nearly perpendicular to the stretch direction and asymmetries consistent with the bulk sense of shearing are frequently observed in the Simplon subdome. Non-cylindrical folds can sometimes be seen, but the strain is not strong enough for complete reorientation of fold axes into the stretch direction.

The RD in the Simplon subdome must have occurred later than about 15 Ma, an age which

represents the end of the amphibolite grade in this area (Jäger *et al.* 1967, Purdy & Jäger 1976, Wagner *et al.* 1977). This age is consistent with the time bracket of 19–6 Ma suggested by Mancktelow (1985) for the deformation recorded along the Simplon Line. On the basis of young ages (Frank & Stettler 1979) in fine fractions of mica, the deformation along the Simplon Line may indeed have lasted until 9 Ma. Thus, it is likely that the Simplon phase postdated the formation of the southern steep belt and the RD deformation in the Ticino subdome (20–25 Ma, see discussion in the previous section).

Northern steep belt

The northern steep belt is a region of backfolding located at the boundary between the Pennine zone and the external crystalline massifs (Huber *et al.* 1980). The backfolds have been described as late structures postdating the high-grade metamorphism in the Pennine zone (Higgins 1964, Chadwick 1968, Cobbold 1969, Thakur 1973, Huber *et al.* 1980, Simpson 1982).

The chronological relationships between high-temperature deformation (HTD) and backfolds are especially clear N of the Ticino subdome (Airolo area and Lucomagno section). Small scale HTD shear indicators (C/S structures in the Tremola series of the southern Gotthard Massif) show an apparent uplift of southern units with respect to northern units along the vertical stretch lineation (Fig. 10). Low-temperature flat-lying shear bands and shear zones (top to S) postdate the HTD indicators and are associated with the backfolding event (Fig. 10). They become prominent in the orthogneiss of the Gotthard Massif which seems to have been less affected by the HTD deformation (see Choukroune & Gapais 1983, Marquer & Gapais 1985). Thus we conclude

that the HTD indicators were rotated into an upright position during backfolding. Backfolds postdate well-developed biotites which have been dated at 15 Ma (Steiger & Bucher 1978, Ramsay in Steck *et al.* 1979).

North of the Simplon subdome, the senses of shear associated with the retrograde stretching lineations (depicted in Fig. 6) are reversed between the Berisal synform and the Glisshorn antiform (Fig. 1) (Mancel & Merle 1987, Fig. 8). This reversal is interpreted to be not original, but due to backfolding about axes near-parallel to the earlier retrograde lineations. Hence, a very young age of less than 10 Ma is inferred for backfolding within the northern steep belt.

Kinematic history

Using the structural, metamorphic and geochronological data presented or discussed above, we now interpret the kinematics of the Lepontine dome in three stages, which we consider in reverse order (younger to older):

- (1) During the youngest stage (about 10 Ma to present), the Lepontine dome appears to have been rigid, except at its margins. In the northern steep belt between Brig and Ilanz, ductile deformation was expressed as backfolding and southwards overthrusting (Fig. 10). Ductile deformation also occurred in the external zones to the N and is responsible for the N6OE striking foliation of the crystalline massifs (Choukroune & Gapais 1983, Marquer & Gapais 1985). To the S of the Lepontine dome, dextral strike-slip motions occurred on the Insubric and Tonale faults. All these ductile and brittle motions we attribute to dextral transpression across the Insubric Line.

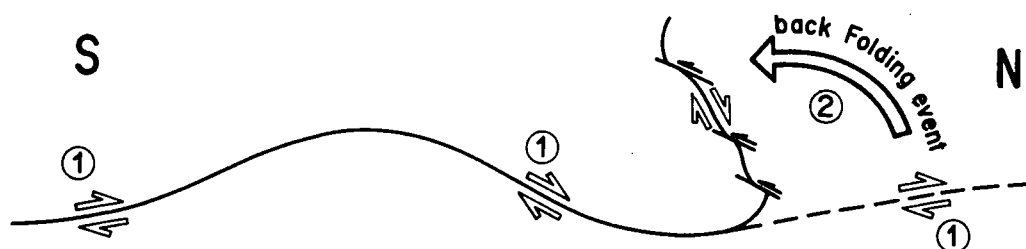


FIG. 10. Schematic N–S section through northern steep belt (Airolo and Lucomagno area, see Fig. 1), illustrating shear indicators (large hollow arrows) of earlier HTD event (1), flat-lying in the S, but steepened and overturned in the N, as a result of later back-folding event (2). Late retrograde shear bands (small arrows) are associated with backfolding.

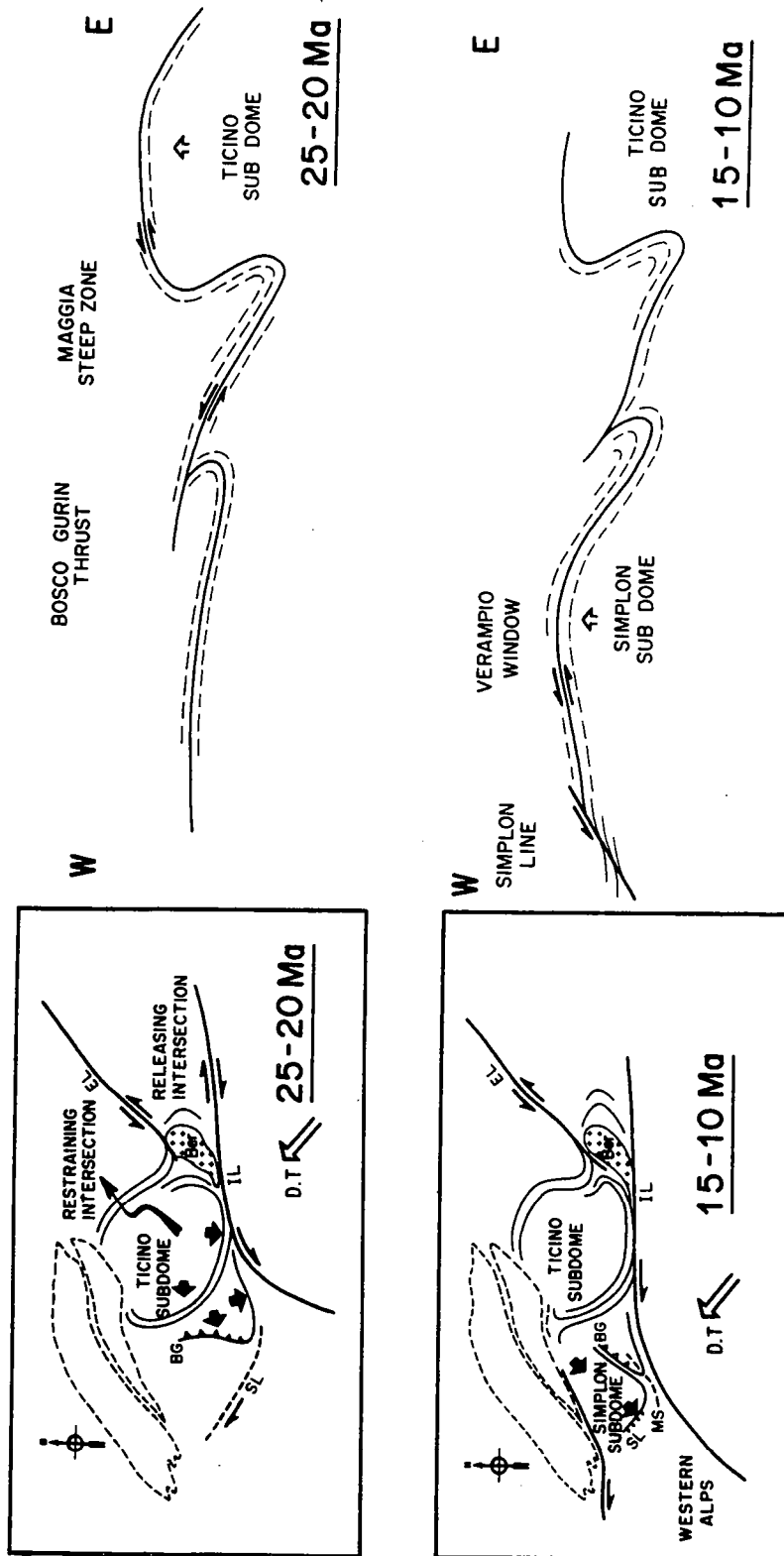


FIG. 11. Tertiary kinematics of the Lepontine dome during uplift (schematic interpretation). Two stages are shown at top (25–20 Ma) and bottom (15–10 Ma), in plan (left) and E–W section (right). In plan, approximately northward displacement (DT) of Adriatic subplate relative to Europe results in northward shortening within Lepontine area, dextral transposition across Insubric line (IL), and serial uplift of Ticino subdome (top), followed by Simplon subdome (bottom). Present day shape of external massifs merely serves as frame of reference. Full black arrows indicate horizontal components of shearing (roof motion), double arrows indicate wrench components. Ber is Bergell intrusion; BG, Bosco-Gurin thrust; SL, Simplon Line; EL, Engadine Line. The axial-plane trace (dashed line) of Maserata synform (MS) curves in a manner consistent with dextral shearing parallel to Insubric Line. Cross sections show enveloping surfaces of foliation, main structures, retrograde shear indicators (black arrows) and uplift of subdomes (empty arrows).

- (2) The Insubric phase (about 25–10 Ma) is best considered as twofold (Fig. 11). The kinematics are closely related in time to the uplift history of the Lepontine dome. If we attribute the back-thrusting along the southern steep belt to the converging Adriatic sub-plate, it seems sensible to expect some lateral escape of rocks within the Pennine zone at the same time, especially at releasing intersections of conjugate strike-slip faults such as the Engadine and Insubric Lines. The two regional subdomes of the Pennine zone (see the map of foliation attitude, Fig. 2a) could be due to these major retrograde deformations, coeval with uplift, whose importance seems to have been underestimated until now. An earlier dome (Ticino dome, 25–20 Ma) to the E and a later one (Simplon dome, 15–10 Ma) to the W of the Pennine zone might thus be attributed to continuing dextral transpression at the boundary between both tectonic plates (Fig. 11). The domes could have formed in an area of excess shortening, located in front of the indenting Adriatic sub-plate and at the restraining intersection of the Insubric and Engadine strike-slip fault zones, whereas horizontal extensions were concentrated at the releasing intersections to the E and W of the domes (Fig. 11). The NE–SW direction of extension in the Simplon subdome is kinematically compatible with NW–SE shortening and dextral shearing. The radial stretch trajectories accompanying the extension in the Simplon subdome are perhaps attributable to strong gravitational effects (i.e. a spreading process) contributing to unroofing of the subdome. Physical and numerical models of such gravitational processes characteristically show (a) divergence of stretch trajectories from topographic highs (b) oblate strain ellipsoids resulting from a combination of divergent horizontal shearing and vertical shortening and (c) strain intensities that increase downslope (see Hudleston 1983, Gilbert & Merle 1987).
- (3) Before about 25 Ma, the Lepontine area underwent radial shearing (top to N or NW). Restoration of the younger back-thrusting along the Insubric Line suggests that the major tectonic units were southerly dipping before backthrusting. If so, the radial motion implies an overthrusting to the N and NW at a level deep enough to sustain amphibolite facies metamorphism. Thus the high-temperature deformation is attributable to Tertiary convergence be-

tween Europe and the Adriatic sub-plate. The general direction of this convergence would appear to have been NW–SE, as during the later Insubric phase; but because motion was roughly radial, centrifugal motion of the hangingwall would have led to arc-parallel extension. Radial motions of this kind have been described in experiments scaled for gravity (Davy & Cobbold *in press*). In such experiments, the hangingwall deforms more readily than the footwall. If we apply these ideas to the Pennine zone, we infer arc-parallel extension at upper levels. Oblate mineral aggregates of amphibolite grade, frequently observed in flat-lying areas of the Ticino subdome, suggest that arc-parallel extension may indeed have operated at this stage, preventing strong crustal thickening and perhaps facilitating initial uplift of the Lepontine dome. The Insubric and Engadine Line may also have been active at this early stage, their releasing intersection facilitating emplacement of the Bergell intrusion some 30 Ma ago (see Trümpy 1980, p. 77).

To conclude, all three stages in the Tertiary kinematic history inferred for the Lepontine dome can be attributed to dextral transpression across the Insubric and Tonale Lines. Uplift of the dome was mainly due to backthrusting along the southern steep belt, but was aided by lateral escape of rocks and an associated component of horizontal regional extension within the Lepontine area.

Concluding remarks

From our structural study of the Lepontine area, we conclude that the central Alps during Tertiary times underwent a tectonic history rather different from those usually described for full frontal collision. Whereas the western Alps appear to have undergone frontal collision with the Adriatic subplate (Menard & Thouvenot 1984), the central Alps were subjected to dextral transpression, with relatively little crustal thickening. This study also suggests that post-collisional late Oligocene and early Miocene deformations have so far been underestimated in the Lepontine area.

A reconstruction of the main tectonic features in N–S section cannot show the effects of strike-slip motion and lateral escape, but it does indicate that backthrusting of the Pennine zone over the southern Alps is one of the main features of central Alpine history during the

Tertiary (see, e.g. Fig. 8 in Schmid *et al.* this volume, and fig. 3 in Milnes 1978). Taking into account the northwestward overthrusting in the external domain, the history of the Pennine zone at this time is that of an erosional pop-up, which is probably the best model for explaining the rapid cooling recorded at around 25–20 Ma and the emplacement of amphibolites into shallow levels of the Earth's crust.

During the closing stages of deformation, a similar but smaller pop-up uplifted the external massifs and formed the northern steep belt, with associated minor backthrusting in the northern Pennine zone.

ACKNOWLEDGEMENTS: This work was started by the Rennes group in 1979. At the time, Martin Huber and John Ramsay very kindly provided copies of maps, theses and other publications difficult to obtain outside Switzerland. The authors have benefited from useful discussions with colleagues at Zürich (especially Geoff Milnes and Neil Mancktelow), Basel (André Zingg), Bern (Johannes Hunziker) and Rennes (Pierre Choukroune, Michel Balleve and Philippe Davy). Geoff Milnes and John Platt provided careful and constructive reviews.

References

- AMSTUTZ, 1971. Carte tectonique de l'Ossola aux Grisons. *Archives des Sciences de Genève*, **24**, 5–9.
- ARGAND, E. 1911. Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. *Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz*, **31**, 1–26.
- 1916. Sur l'arc des Alpes Occidentales. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **14**, 145–204.
- AYRTON, S. N. & RAMSAY, J. G. 1974. Tectonic and metamorphic events in the Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **54**, 609–39.
- BERTHE, D., CHOUKROUNE, P. & JEGOUZO, P. 1979. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology*, **1**, 31–42.
- BOCQUET, J., DELALAYE, M., HUNZIKER, J. C. & KRUMMENACHER, D. 1974. K–Ar and Rb–Sr dating of blue amphibole, micas and associated minerals from the western Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **47**, 7–26.
- BRADBURY, H. J. & NOLEN-HOEKSEMA, M. C. 1985. The Lepontine Alps as an evolving metamorphic core complex during A-Type subduction: evidence from heat flow, mineral cooling ages and tectonic model. *Tectonics*, **4**, 187–211.
- CHADWICK, B. 1968. Deformation and metamorphism in the Lukmanier region, central Switzerland. *Geological Society of American Bulletin*, **79**, 1123–50.
- CHOPIN, C. & MALUSKI, H. 1980. ^{39}Ar – ^{40}Ar dating of high pressure metamorphic micas from the Gran Paradiso area (western Alps): evidence against the blocking temperature concept. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **74**, 109–22.
- & MONIE, P. 1984. A unique magnesiochloritoid-bearing high-pressure assemblage from the Monte-Rosa, western Alps: petrologic and ^{40}Ar – ^{39}Ar radiometric study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **87**, 388–98.
- CHOUKROUNE, P. & GAPAIS, D. 1983. Strain pattern in the Aar granite (central Alps): orthogneiss developed by bulk inhomogeneous flattening. *Journal of Structural Geology*, **5**, 1–10.
- COBBOLD, P. R. 1969. *Geology of the Val Camadra – Greina area, Ticino, Switzerland*. Unpublished BSc Thesis, Imperial College, London.
- 1980. Sheath folds and large strains in rocks. In: Large strain deformation: report on a tectonic studies group Meeting held at Imperial College on 14 November 1979. *Journal of Structural Geology*, **1**, 338–9.
- DANIEL, T. 1986. *Analyse de la déformation des granites: utilisation du traitement de l'image*. Unpublished diploma thesis, Rennes University.
- DAVY, P. & COBBOLD, P. R. (in press). Indentation tectonics in nature and experiment. 1. Experiments scaled for gravity. *Bulletin of the Geological Institutions of Uppsala*, N. S., **14**.
- DEUTSCH, A. & STEIGER, R. H. 1985. Hornblende K–Ar ages and the climax of Tertiary metamorphism in the Lepontine Alps (south-central Switzerland): an old problem reassessed. *Earth and Planetary Science Letters*, **72**, 175–89.
- ERNST, G. 1973. Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps. *Geological Society of America Bulletin*, **84**, 2053–78.
- ERNST, W. G. 1976. Mineralogic study of eclogitic rocks from Alpe Arami, Lepontine Alps, southern Switzerland. *Journal of Petrology*, **18**, 371–98.
- EVANS, B. W. & TROMMSDORFF, V. 1978. Petrogenesis of garnet lherzolite, Lima di Gagnone, Lepontine Alps. *Earth and Planetary Science Letters*, **40**, 333–48.
- FOX, J. S. 1975. Three dimensional isograds from the Lukmanier pass, Switzerland, and their tectonic significance. *Geological Magazine*, **112**, 547–64.
- FRANK, E. 1983. Alpine metamorphism of calcareous rocks along a cross-section in the central Alps: occurrence and breakdown of muscovite, margarite and paragonite. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **63**, 37–93.
- FRANK, M. & STETTLER, A. 1979. K–Ar and ^{39}Ar / ^{40}Ar systematics of white K-mica from an alpine

- metamorphic profile in the Swiss Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **59**, 375–94.
- FREY, M., HUNZIKER, J. C., FRANK, W., BOCQUET, J., DAL PIAZ, G. V., JÄGER, E. and NIGGLI, E. 1974. Alpine metamorphism of the Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **54**, 247–90.
- , BUCHER, K., FRANK, E. & MULLIS, J. 1980. Alpine metamorphism along the geotraverse Basel–Chiasso: a review. *Eclogae Geologicae Helveticae*, **73**, 527–47.
- FUMASOLI, M. V. 1974. Geologie des Gebietes nördlich und südlich der Torio–Tonale–Linie im Westen von Gravedona. *Mitteilungen des geologischen Instituts der Eidgenössischen Technischen Hochschule und der Universität Zürich*, neue Folge **194**.
- GILBERT, E. and MERLE, O. 1987. Extrusion and radial spreading beyond a closing channel. *Journal of Structural Geology*, **9**, 481–90.
- GRECO, A. 1985. Analisi strutturale della parte frontale del ricoprimento penninico dell' Antigorio in Val Formazza (Novara, Italia). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **65**, 299–23.
- HALL, W. D. H. 1972. *The structural geology and metamorphic history of the Lower Pennine nappes, Valle di Bosco, Ticino, Switzerland*. Unpublished PhD thesis, University of London.
- HÄNNY, R., GRAUERT, B. & SOPRATANOVA, G. 1975. Paleozoic migmatites affected by high-grade tertiary metamorphism in the central Alps (Valle Bodengo, Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **51**, 173–96.
- HEINRICH, C. A. 1982. Kyanite–eclogite to amphibolite facies evolution of hydrous mafic and pelitic rocks, Adula nappe, central Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **81**, 30–38.
- 1986. Eclogite facies regional metamorphism of hydrous mafic rocks in the central Alpine Adula nappe. *Journal of Petrology*, **27**, 123–54.
- HEITZMANN, P. 1987a. Calcite mylonites in the central Alpine 'root zone'. *Tectonophysics*, **135**, 207–15.
- 1987b. Evidence of late Oligocene/early Miocene backthrusting in the central Alps. *Geodynamica Acta*, **1**, 183–92.
- HIGGINS, A. K. 1964. *The structure and metamorphic geology of the area between Nufenenpass and Basodino, Ticino*. Unpublished PhD thesis, Imperial College, London.
- HSÜ, K. J. 1979. Thin skinned plate tectonics during neo-alpine orogenesis. *American Journal of Sciences*, **279**, 353–66.
- HUBER, M., RAMSAY, J. & SIMPSON, C. 1980. Deformation in the Maggia and Antigorio nappes, Lepontine Alps. *Eclogae Geologicae Helveticae*, **73**, 2, 593–606.
- HUDLESTON, P. J. 1983. Strain patterns in an Ice cap and implications for strain variations in shear zones. *Journal of Structural Geology*, **5**, 455–63.
- HUNZIKER, J. C. 1966. Zur Geologie und Geochemie des Gebietes zwischen Valle Antigorio und Valle di Campo. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **46**, 473–552.
- 1970. Polymetamorphism in the Monte Rosa, western Alps. *Eclogae Geologicae Helveticae*, **63**, 151–61.
- HURFORD, A. & HUNZIKER, J. C. 1985. Alpine cooling history of the Monte Mucrone eclogites (Sesia–Lanzo zone): fission track evidence. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **65**, 325–34.
- HURFORD, J. 1986. Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps, south-central Switzerland, and an age of vertical movement on the Insubric fault line. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **92**, 413–27.
- JÄGER, E. 1973. Die Alpine Orogenese im Lichte der Radiometrischen Alterbestimmung. *Eclogae Geologicae Helveticae*, **66**, 11–21.
- , NIGGLI, E. & WENK, E. 1967. Rb/Sr Alterbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. *Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz*, **134**.
- KLAPER, E. M. 1982. Deformation und Metamorphose in der nördlichen Maggia-zone. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **62**, 47–76.
- & BUCHER-NURMINEN, K. 1987. Alpine metamorphism of pelitic schists in the Nufenen pass area, Lepontine Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, **5**, 175–94.
- KLEIN, J. A. 1978. Post-nappe folding southeast of the Mischabelrückfalte (Pennine Alps) and some aspects of the associated metamorphism. *Leidse Geologische Mededelingen*, **51**, 233–312.
- KNUP, P. 1958. Geologie und Petrographie des Gebietes zwischen Centovalli, Valle Vigizzo und Onsernone. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **38**, 217–232.
- KÖPPEL, V. & GRÜNENFELDER, M. 1975. Concordant U–Pb ages of monazite and xenotime from the central Alps and the timing of high temperature Alpine metamorphism, a preliminary report. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **55**, 129–32.
- & — 1978. The significance of monazite U–Pb ages: examples from the Lepontine area of the Swiss Alps. In: ZARTMAN, R. E. (ed). *Fourth International Conference, Geochronology, Cosmochronology, Isotope Geology*, 226–7.
- , GÜNTHER, A. & GRÜNENFELDER, M. 1980. Patterns of U–Pb zircon and monazite ages in polymetamorphic units of the Swiss central Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **61**, 97–119.
- LAUBSCHER, H. P. 1971. The large scale kinematics of the western Alps and the northern Apennines and its palinspastic implications. *American Journal of Science*, **271**, 193–226.
- 1983. The late Alpine (periadriatic) intrusions and the Insubric Line. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **26**, 21–30.
- MANCEL, P. & MERLE, O. 1987. Kinematics of the northern part of the Simplon Line. *Tectonophysics*, **135**, 265–75.
- MANCKTELOW, N. 1985. The Simplon Line: a major

- displacement zone in the western Lepontine Alps. *Eclogae Geologicae Helveticae*, **78**, 73–96.
- 1987. Quartz textures from the Simplon fault zone, southwest Switzerland and north Italy. *Tectonophysics*, **135**, 133–53.
- MARQUER, D. & GAPAIS, D. 1985. Les massifs cristallins externes sur une transversale Guttanen–Val Bedretto (Alpes centrales): structure et histoire cinématique. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **301**, II, 543–6.
- MAWER, C. K. 1987. Shear criteria in the Grenville Province, Ontario, Canada. *Journal of Structural Geology*, **9**, 531–9.
- MENARD, G. & THOUVENOT, F. 1984. Ecaillage de la lithosphère européenne sous les Alpes occidentales: arguments gravimétriques et sismiques liés à l'anomalie d'Ivréa. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **XXVI**, 875–84.
- MERLE, O. 1987. Histoire de la déformation dans les Alpes leptomontines occidentales (Alpes centrales). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **III**, 183–90.
- , LE GAL, PH. & MANCIEL, P. 1986. Déformation et métamorphisme dans la région du Simplon (Alpes centrales). *Eclogae Geologicae Helveticae*, **79**, 705–18.
- & — 1988. Post-amphibolitic westward thrusting and fold vergence in the Ticino domain. *Eclogae Geologicae Helveticae*, **81**, 215–36.
- MILNES, A. G. 1974a. Structure of the Pennine zone (central Alps): a new working hypothesis. *Geological Society of America Bulletin*, **85**, 1727–32.
- 1974b. Post-nappe folding in the western Alps. *Eclogae Geologicae Helveticae*, **67**, 2, 333–48.
- 1975. On steep isograds in the Simplon area: a discussion. *Contributions to Mineralogy & Petrology*, **53**, 65–8.
- 1978. Structural zones and continental collision, central Alps. *Tectonophysics*, **47**, 364–92.
- , GRELLER, M. & MÜLLER, R. 1981. Sequence and style of major post-nappe structures, Simplon-Pennine Alps. *Journal of Structural Geology*, **3**, 411–20.
- MONIE, P. 1985. La méthode ^{39}Ar – ^{40}Ar appliquée au métamorphisme alpin dans le massif du Mont Rose (Alpes occidentales). Chronologie détaillée depuis 110 Ma. *Eclogae Geologicae Helveticae*, **78**, 487–516.
- NIGGLI, E. 1970. Alpine Metamorphose und Alpine Gebirgsbildung. *Fortschritte der Mineralogie*, **47**, 16–26.
- PASSCHIER, C. W. & SIMPSON, C. 1986. Porphyroblast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, **8**, 831–44.
- PLATT, J. 1986. Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geological Society of America Bulletin*, **97**, 1027–53.
- PREISWERK, H. 1918. Geologische Beschreibung der Lepontinischen Alpen. *Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz*, **26**.
- PURDY, J. N. & JÄGER, E. 1976. K–Ar ages on rock forming minerals from the central Alps. *Memorie Istituto di Geologia e Mineralogia dell' Università di Padova*, **30**, 75–7.
- SCHMID, S. M., ZINGG, A. & HANDY, M. 1987. The kinematics of movements along the Insubric Line and the emplacement of the Ivrea zone. *Tectonophysics*, **135**, 47–66.
- SCHMIDT, C. & PREISWERK, H. 1908. Geologische Karte der Simplongruppe. *Spezialkarte n°48 mit Erläuterungen*.
- SIMPSON, C. 1982. The structure of the northern lobe of the Maggia nappe, Ticino, Switzerland. *Eclogae Geologicae Helveticae*, **75**, 495–516.
- & SCHMID, S. M. 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geological Society of America Bulletin*, **94**, 1281–8.
- STAUB, R. 1924. Der Bau der Alpen: Versuch einer Synthese. *Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz*, **NF 52**.
- STECK, A. 1984. Structures et déformations tertiaires dans les Alpes centrales. *Eclogae Geologicae Helveticae*, **77**, 55–100.
- 1987. Le Massif du Simplon—réflexions sur la cinématique des nappes de gneiss. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **67**, 27–45.
- , RAMSAY, J. G., MILNES, A. G. & BURRI, M. 1979. Compte-rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse et la Société Suisse de Minéralogie et Petrographie en Valais et en Italie Nord du 2 au 5 Octobre 1978. *Eclogae Geologicae Helveticae*, **72**, 287–311.
- STEIGER, R. H. 1983. Isotopic dating of metamorphic events in the central Alps. *Terra Cognita*, **3**, p. 140.
- & BUCHER, I. 1978. Are Rb–Sr biotite ages in the central Alps necessarily cooling ages? *Fourth International Conference, Geochronology, Cosmochronology, Isotope Geology, U.S. Geological Survey, Open file report*, 414–15.
- STEINER, H. 1984. Radiometrische Alterbestimmungen an Gesteinen der Maggia Decke (Penninikum der Zentralalpen). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **64**, 227–59.
- STEINITZ, G. & JÄGER, E. 1981. Rb–Sr and K–Ar studies on rocks from the Suretta nappe, eastern Switzerland. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **61**, 121–31.
- STRECKEISEN, A. & WENK, E. 1974. On steep isograds in the Simplon area. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **47**, 81–95.
- THAKUR, J. C. 1973. Events in Alpine deformation and metamorphism. *Geologische Rundschau*, **62**, 549–63.
- THOMPSON, P. H. 1976. Isograd patterns and pressure-temperature distributions during regional metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **57**, 277–95.
- TRÜMPY, R. 1980. *An Outline of the Geology of Switzerland*. Wepf & Co, Basel.
- TURNER, F. J. 1968. *Metamorphic Petrology*. McGraw-Hill, New York.
- VAN DEN DRIESCH, J. & BRUN, J. P. 1987. Rolling structures at large shear strain. *Journal of Struc-*

- tural Geology*, 9, 691–704.
- WAGNER, G. A., REIMER, G. M. & JÄGER, E. 1977. Cooling ages derived by apatite fission track, mica Rb–Sr and K–Ar dating: the uplift and cooling history of the central Alps. *Memorie Istituto di Geologia e Mineralogia dell' Università di Padova*, 30.
- WENK, E. 1955. Eine Strukturkarte der Tessinenalpen. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 35, 311–19.
- WERNER, D., KÖPPEL, V., HÄNNY, R. & RYBACH, L. 1976. Cooling models for the Lepontine area (central Swiss Alps). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 56, 661–7.
- ZINGG, A. & SCHMID, S. 1983. Mylonite zone along the Insubric Line west of the Lago Maggiore. *Terra Cognita*, 3, NB 24.

O. MERLE & P. R. COBBOLD, Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles, CNRS,
Univ. Rennes 1, 35042 Rennes Cedex, France.
S. SCHMID, Geologisches Institut, ETH-Zentrum, 8092 Zurich, Switzerland.

ANNEXE 9

Eclogae geol. Helv.	Vol. 81	Nr. 1	Pages 215-226	Basel, March 1988
---------------------	---------	-------	---------------	-------------------

Publié avec l'aimable autorisation
de la Société Géologique Suisse.

Post-amphibolitic westward thrusting and fold vergence in the Ticino domain

By OLIVIER MERLE and PHILIPPE LE GAL¹⁾

ABSTRACT

A westward overthrusting phase is recognized in the Pennine zone from Biasca to Bosco-Gurin. It developed mylonites which reveal a horizontal shearing towards the west. This deformation postdates the major amphibolitic deformation and is associated with a decreasing temperature. The Maggia steep zone and the Bosco-Gurin area are structurally reinterpreted in the light of this westward deformational event. The Maggia steep zone corresponds to a major post-nappe fold overturned towards the west. The Bosco-Gurin area corresponds to an overthrusting of the Antigorio granite towards the west. This westward overthrusting could be related to the major uplift of the Ticino domain at around 20 Ma.

RÉSUMÉ

Une phase de déformation E-W est décrite dans le domaine pennique des Alpes centrales. Cette déformation ductile, visible de place en place, est associée à des mylonites qui indiquent un cisaillement intense vers l'ouest. Ces cisaillements sont postérieurs à la déformation amphibolitique majeur qui correspond à des mouvements tangentiels vers le domaine externe. Les conditions pression-température, difficile à évaluer par l'analyse des seules lames minces, correspondent au trajet rétrograde du métamorphisme régional. A la lumière de cette déformation E-W, la zone verticale de Maggia est décrite comme un pli post-nappe déversé vers l'ouest, et le redoublement du granite d'Antigorio dans la région de Bosco-Gurin comme un chevauchement vers l'ouest. Cette déformation pourrait être reliée au soulèvement majeur du domaine Tessinois enregistré vers 20 Ma.

Introduction

The Pennine zone is part of the European crust which has been intensely deformed during the upper Cretaceous and Tertiary collision of two large plates, Europe and Africa (e.g. ARGAND 1911, MILNES 1978, HSÜ 1979, TRÜMPY 1980). Slices of Hercynian basement, interleaved with Mesozoic cover, have undergone polyphase Alpine deformation and metamorphism (SCHMIDT & PREISWERK 1908). A Tertiary high-temperature episode has been well recorded throughout the zone, but the timing of metamorphic events is a matter of controversy (e.g. HUNZIKER 1970, JÄGER 1973, KÖPPEL & GRÜNENFELDER 1978, DEUTSCH & STEIGER 1985). Both Hercynian basement and Mesozoic cover of the Central Alps show intense ductile strain developed during metamorphic conditions of amphibolite grade. Composite foliation is usually flat-lying in the Simplon and Ticino domains and stretch directions exhibit a radiating pattern (MERLE & COBBOLD 1986), previously described for folds by WENK (1955). Kinematic indicators of amphibolite grade indicate

¹⁾ Institut de Géologie de l'Université, avenue du Général Leclerc, F-35042 Rennes, France.

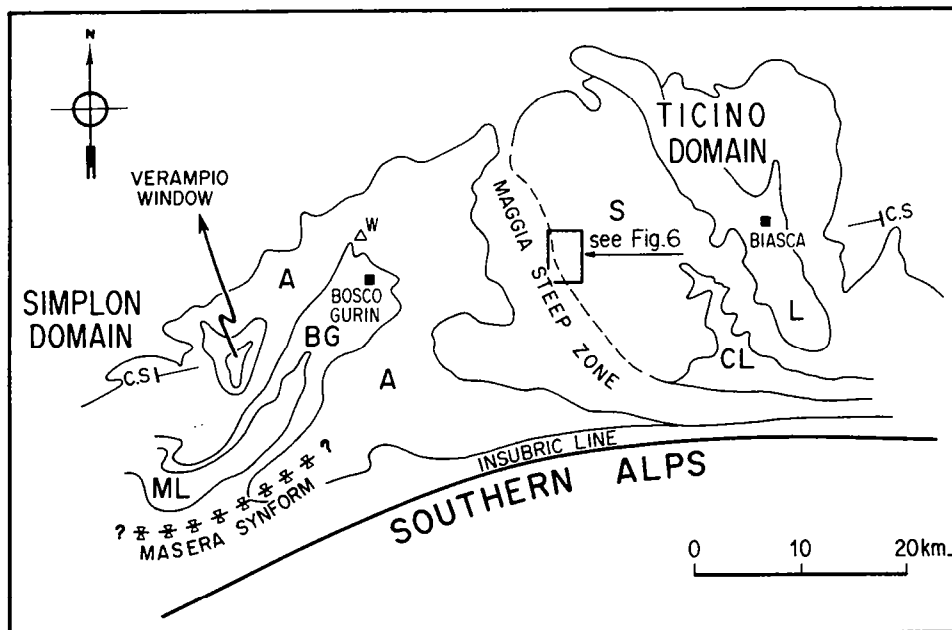


Fig. 1. Simplified geological map of the Pennine zone (A = Antigorio nappe, L = Leventina gneiss, S = Simano nappe, CL = Cima Lunga unit, BG = Bosco-Gurin unit, ML = Monte Leone nappe, W = Wandfluhhorn). The location of the geological cross section of Figure 5 is indicated.

overthrusting towards the European foreland in the lineation direction i.e. north and northwest in the Ticino and Simplon domains, respectively. A detailed study of the major deformation coeval with the high temperature episode will be published elsewhere (MERLE et al., submitted).

In the Simplon domain, a post-amphibolitic ductile deformation has been recognized along the Simplon line (the Simplon phase of MANCKTELOW 1985, MERLE et al. 1986, MANCIEL & MERLE 1987) and towards the Verampio window (STECK 1980, 1984, MERLE 1987). Kinematic indicators of greenschist grade reveal a radial displacement of higher units towards the S-SW in the Verampio window and towards the W-SW at the Simplon line (MERLE 1987, MANCKTELOW 1985).

The Ticino and Simplon domains are separated by a steep zone of N-S trend (Fig. 1), named the Maggia-Querzone (i.e. oblique zone) by PREISWERK (1918). This steep zone curves towards the south into parallelism with a vertical belt of E-W trend next to the Insubric line. To the west of the Maggia steep zone, in the Bosco-Gurin area, foliation planes become less steep and the Antigorio granite shows a vertical duplication which has been interpreted as a major post-nappe fold (HALL 1972, MILNES 1974). The aim of this paper is to provide new field data and a new structural interpretation of this intermediate domain and, thus, to contribute to the discussion of a very problematic area. Some structures and deformations observed in the field will be interpreted as due to westward thrusting and folding, postdating the high temperature deformation of amphibolite grade. The present work demonstrates that 1. an E-W deformation phase is responsible

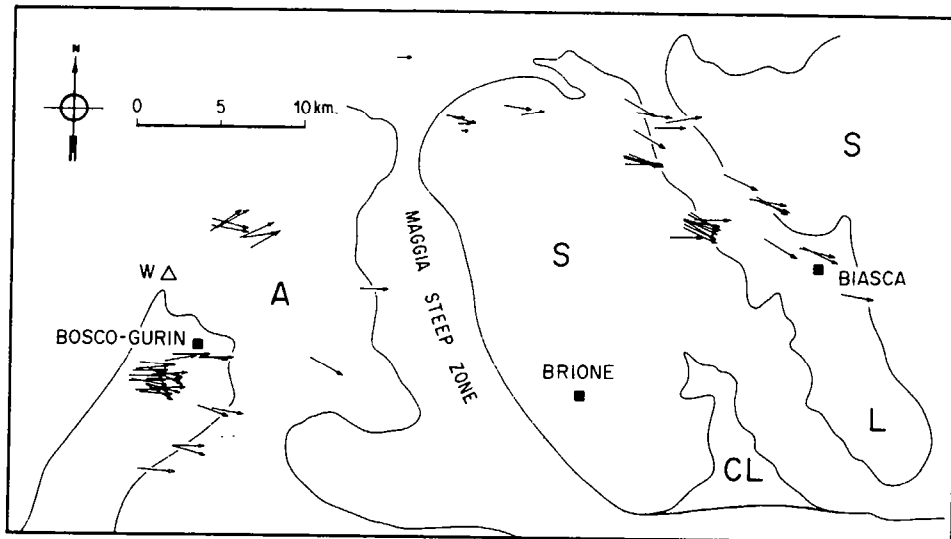


Fig. 2. Stretching lineations map of the westward phase. The measurement location coincides with the center of the arrow. Length of arrow is inversely proportional to plunge in degrees.

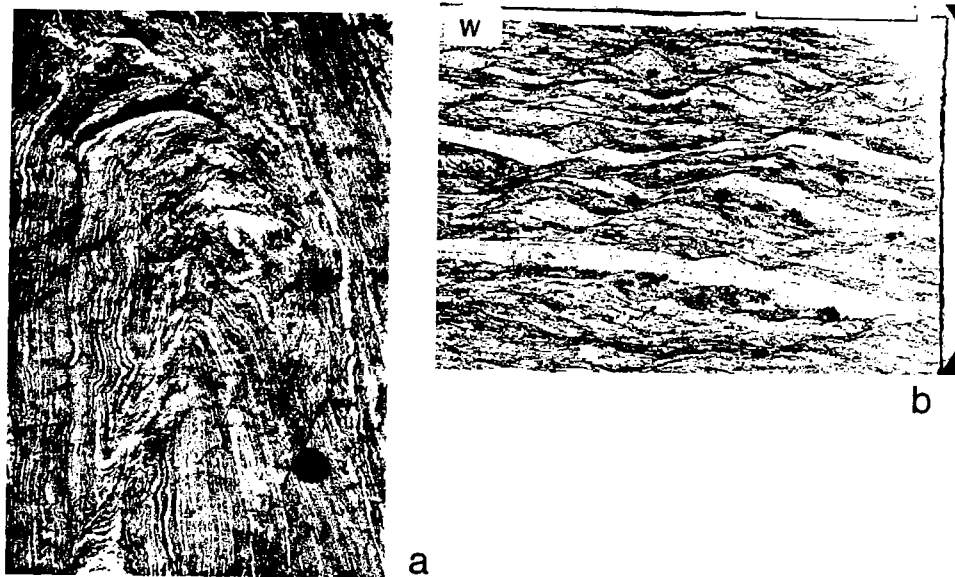


Fig. 3. a) Type 3 interference pattern in the Maggia steep zone interpreted as the refolding of isoclinal folds observed in the flat-lying area of the Val Leventina.
b) Ductile mylonite indicating a top west shearing at the contact between the Simano nappe and the Leventina gneiss. Note the grain shape fabric within quartz ruban indicative of dynamical recrystallization by grain boundary migration (scale bar: 1 cm).

for the refolding of earlier foliation planes and stretching lineations and that 2. the finite structural pattern can no longer be interpreted as the result of deformation associated with the high temperature episode alone.

The westward overthrusting phase

A second consistent pattern of E-W stretching lineations is observed and is superimposed on the high temperature stretching lineations (Fig. 2). This second internal strain is scarce on the scale of the zone but is frequently associated with ductile mylonites. The shearing sense can be determined at outcrop or from thin sections and corresponds to a top west shearing (Fig. 3b). C/S structures (BERTHE *et al.* 1979, PLATT & VISSERS 1980, GAPAIS & WHITE 1982, SIMPSON & SCHMID 1983) are the most common shear criteria within those mylonites and are of remarkable consistency from Bosco-Gurin to Biasca.

The westward deformation is associated with a decreasing temperature. Pressure-temperature conditions cannot be determined with complete accuracy from thin sections. Optical observations show that the main foliation is defined by a quartz + plagioclase + muscovite + biotite + staurolite + kyanite assemblage. According to the petrogenetic grid of HARTE & HUDSON (1979), this paragenesis indicates P-T conditions at around 650°C, 6–10 kbar. These P-T conditions are contemporaneous of the top North shearing (MERLE *et al.*, submitted). In contrast, westward shear bands are clearly later than the growth of garnet, staurolite or kyanite porphyroblasts (Fig. 4a). Moreover, chloritic aggregates are often localized within microscale shear bands. The quartz microstructures nicely document that the closing stages of deformation occurred at lower temperature. The different recrystallization behaviour of quartz in thin section displays clearly high-temperature microstructures outside shear bands and lower temperature within shear bands (Fig. 4b, c and d). Tabular grains with more or less equilibrated grain boundaries are observed outside shear bands whereas the suturing of grain boundaries within shear bands developed very small grains. The change in grain size of recrystallized grains is especially well documented in thin sections. A cold overprint producing deformation bands is sometimes observed outside shear bands. These features indicate that the westward deformational event took place during retrograde metamorphic conditions. Brittle shear bands can also be observed at some places, especially in the Maggia steep zone. The sense of displacement is then always consistent with the one deduced from ductile shear bands. The association of ductile and brittle shearing structures can be attributed to a drop in temperature during the westward deformation.

At the scale of the study area (Fig. 7a), foliation trends show a complex pattern which probably results from the interference of at least two superimposed deformation. From the structural data available, a westward phase in the Pennine zone and a dextral

Fig. 4. Microstructures within ductile mylonites indicating that the top west shearing developed during retrograde metamorphic conditions. a) A kyanite porphyroblast bent between two dextral shear bands (scale bar: 0.20 cm). Sample located at the contact between the Simano nappe and the Leventina gneiss. b and c) Change in grain size of quartz grain within microscale shear bands. The suturing of grain boundaries within shear bands indicate a low temperature deformation (b, scale bar: 0.46 mm; c, scale bar: 0.236 mm). d) Quartz microstructures outside shear bands indicate a high temperature deformation. Note, however, a cold overprint producing deformation bands (scale bar: 0.236 mm). b, c and d from ductile mylonites located at the contact between the Antogorio granite and the Bosco-Gurin unit.



transcurrent shearing at the contact between both tectonic plates (e.g. ZINGG & SCHMID 1983, SCHMID *et al.* 1987) seem good candidates to explain this structural pattern. The data are insufficient, however, to determine the relative timing between westward and dextral transcurrent phases. As both events postdate the major deformation of amphibolite grade, and as no evidence has been found to indicate that one deformation is superimposed on the other, we suggest that both deformations may have approximately the same age. Yet it is usually assumed that the dextral shearing occurred during a long period related to the Tertiary kinematics of the Adriatic subplate, whereas the westward phase is likely to have occurred during a shorter period corresponding to the rapid cooling of the rocks recorded from geochronological data (see HURFORD 1986). That is to say that dextral shearing probably both predates and outlasts the westward thrusting and folding in the Pennine zone. We return to this problem later.

The Maggia steep zone

An E-W geological cross section (Fig. 5) shows that the Maggia steep zone can be interpreted as a large post-nappe fold overturned towards the west. The structure is due to refolding of earlier foliation planes defined by minerals indicative of amphibolite grade metamorphism. The major antiformal structure trending N-S is well exposed in the field around the Passo del Redorta and northwards to the Triangolo (Swiss national grid 698.8/135.8). The flat-lying foliation rapidly becomes vertical without any significant associated internal strain. A crenulation cleavage is visible from place to place (SIMPSON 1982), but only rarely is any sort of axial plane cleavage to be seen. Minor folds are widespread in the steep zone and are also overturned towards the west (Fig. 6). Occasional interference patterns could be due to refolding of earlier folds described in the flat lying area and associated with movements towards the north and the northwest. Type 3 interference patterns (RAMSAY 1967) are the most common (Fig. 3a) but some eye structures have also been observed. The major syncline is not observed in the field but has been inferred from basement nappes relationships. As previously mentioned, the Maggia steep zone apparently developed without significant internal strain. Occasional shearing structures are consistent with westward overturning of the Maggia zone. It seems that strain during folding has been mainly restricted to the contact between major basement units (Fig. 4 and 5). Thus mylonites at least 10 m thick occur at the contact between the Leventina gneiss and the Simano nappe (Swiss national grid 706.2/141.45). Horizontal shearing seems to have occurred during Maggia folding and to have become localized at the contact between major units. Some cataclasite rocks described along the Leventina-Simano contact (IROUSCHEK & HUBER 1982) could indicate that this deformation lasted under brittle conditions.

Towards the southern steep zone, it is now well established that dextral transcurrent shearing has been strongly localized at the contact between both tectonic plates, European and Adriatic subplate. This shearing can be explained in terms of the Tertiary kinematics of Adriatic subplate (LAUBSCHER 1971, MALAVIEILLE *et al.* 1984, CHOUKROUNE *et al.* 1986). Dextral shear criteria have been described along much of the Insubric line (COBBOLD 1980, ZINGG & SCHMID 1983, SCHMID *et al.* 1987, MERLE 1987, HEITZMANN 1987).

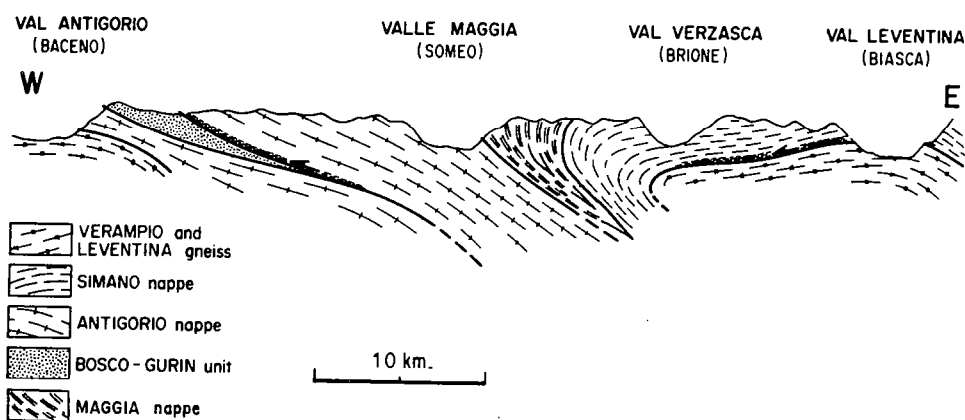


Fig. 5. General geological cross section from the val Leventina to the Verampio window. Note the mylonites at the contact between major units, revealing an intense shear deformation with the upper block moving towards the west.

The Bosco-Gurin thrust

The duplication of the Antigorio granite visible on geological maps and cross sections has been previously ascribed to a post nappe fold, whose southeast trending hinge is well exposed at the Wandfluhhorn locality (HUNZIKER 1966). Some authors have inferred that the upper granitic sheet could correspond either to the normal limb of an antiform facing northeast (HALL 1972) or to the inverted limb of a synform facing southwest (MILNES 1974). Both of these authors described the nappe pile on one side of the axial surface as the inverted equivalent of that on the other. The basement nappes of the Simplon group were then reinterpreted in the light of the following bold hypothesis: a syncline would exist in the Simplon domain and all basement units located above the axial surface (i.e. Monte Leone and Berisal nappes) would correspond to those located below it (MILNES 1974). We would like to present strain data collected in the Bosco-Gurin area which does not support such an hypothesis but leads to a new and simpler structural one.

The Bosco-Gurin area displays a well developed E-W trending stretching lineation (Fig. 2). On foliation plane of constant attitude, the trend of stretching lineation may locally changes progressively from N130E to N90E at outcrop scale. This strongly suggests that the earlier amphibolitic lineation (trending N130E in average) has been reoriented into the new direction of stretching. Homogeneous strain is recorded in the core of the granite and no clear shear criteria can be seen within it, except at the contact between the upper granitic sheet and the underlying paragneisses (i.e. the Bosco-Gurin unit). Strain increases markedly towards the base of the granite and within Bosco-Gurin units which become mylonitic in thin zones (Swiss national grid 678.3/128.8). The sense of shearing is again particularly obvious and indicates overthrusting towards the west (Fig. 4b, c and d).

On this basis, we interpret the duplication of the Antigorio granite as due to overthrusting towards the west (Fig. 5). The internal strain associated with this overthrusting is mainly recorded within the highly ductile levels of the Bosco-Gurin unit. Further field works are then necessary to map the exact location of the thrust which probably occurred

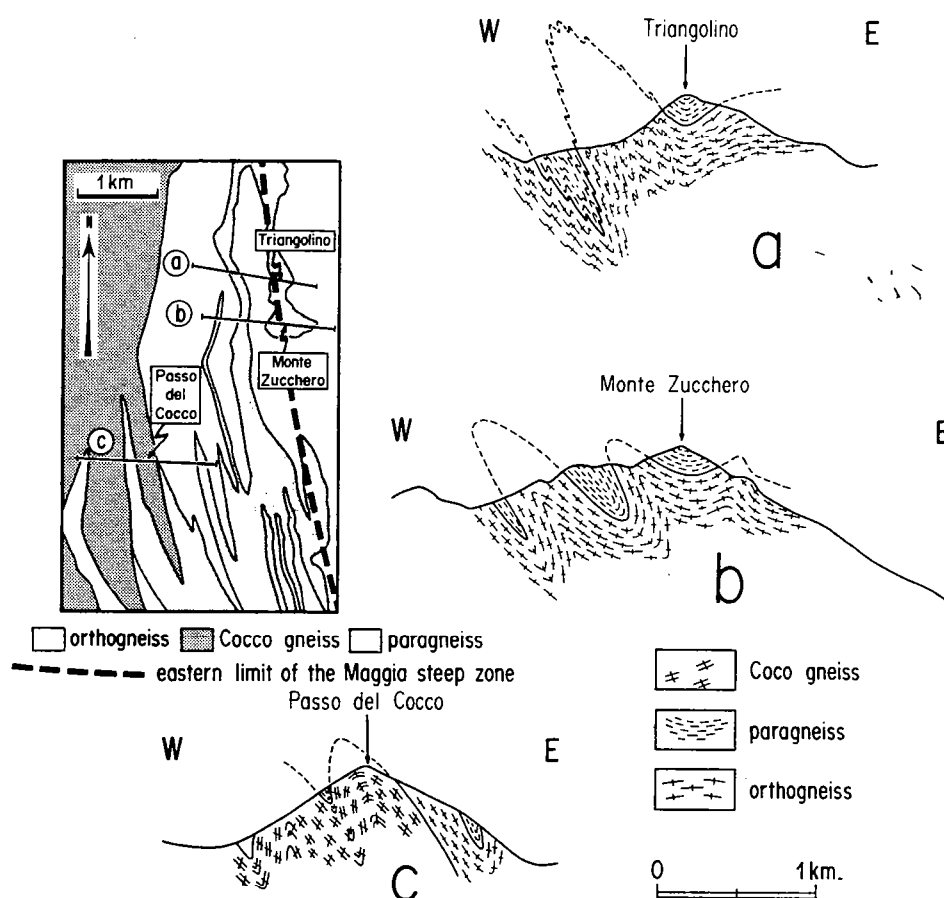


Fig. 6. Geological cross sections showing minor folds of the Maggia steep zone in the area located on Figure 1.

in a set of ductile shear zones within the Bosco-Gurin unit. This overthrusting is compatible with the retrograde westward phase observed from Biasca to Bosco-Gurin. The Wandfluhhorn fold which has been described as a recumbent northeast or east closing structure with extremely curved hinge line, could be a ductile termination of the Bosco-Gurin thrust. An alternative hypothesis is to interpret the Wandfluhhorn fold as a structure associated with the retrograde deformation described in the Simplon area. It is located just at the eastern limit of this post-amphibolitic ductile strain and many minor folds have been described which are geometrically similar to the Wandfluhhorn and consistent with the bulk sense of shear of the Simplon phase (MERLE 1987). In this case, the northern limit of the Bosco-Gurin thrust remains to be recognized in the core of the Antigorio granite itself.

To the south, the thrust structure becomes rather complex possibly because it interacts with the dextral shearing of the southern vertical belt. The Antigorio granite is refolded into a synformal structure (the Masera synform). On a map, the hinge of this fold seems to curve in a manner consistent with the dextral sense of shearing.

Discussion

Numerous geochronological data (e.g. WERNER et al. 1976, WAGNER et al. 1977, HURFORD 1986) indicate that a major uplift of the Ticino domain occurred at around 20–25 Ma and a model of differential uplift and cooling within the Central Alps has recently been proposed (BRADBURY & NOLEN-HOEKSEMA 1985). In this model, the dominant uplift occurs earlier in the east (Ticino domain) and later in the west (Simplon domain). We argue that major uplift of the eastern part of the Central Alps could not occur without a significant deformation at the western margin of the Ticino domain. At a deeper structural level, the deformation is likely to involve inverse faulting and folding as a response to the space problem linked to the differential uplift.

Recent structural work (SCHMID et al. 1987, and submitted) has shown that the Central Alps were backthrust over the southern Alps along the north-dipping Insubric mylonite belt. This deformation could be due to the uplift of the Ticino domain (HURFORD 1986). We suggest that backthrusting along the Insubric line and westward thrusting and folding in the Pennine zone were coeval as both events can be interpreted as

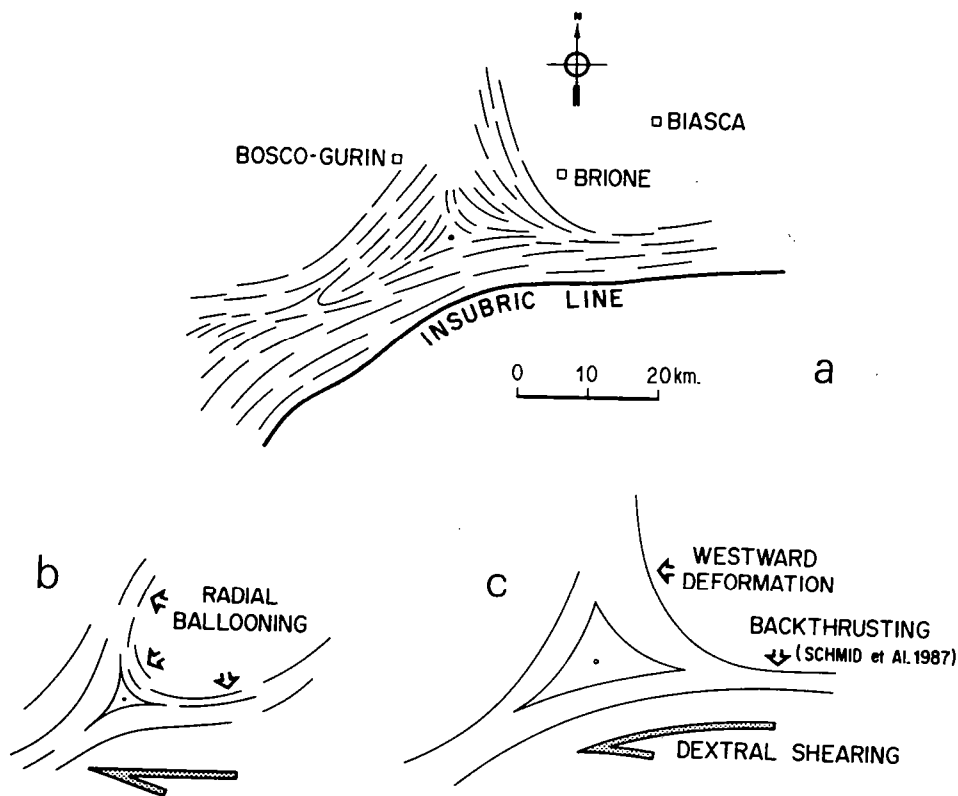


Fig. 7. a) Foliation trajectories in the study area (main data from KNUP 1958). Note the triangular pattern next to the Insubric line. b) Strain trajectories resulting from the superposition of a radial ballooning and a dextral simple shear (after BRUN 1983). c) Foliation trajectories interpreted as an interference between the uplift of the Ticino domain and the dextral simple shear along the Insubric line (further explanation in the text).

the result of deformation occurring at the western and southern margin of the uplifting Ticino domain around 20–25 Ma. These deformation could be explained in terms of dextral transpression in front of a rigid indenter. The indenter would be the Adriatic subplate with the Ivrea zone at its northwestern front (SCHMID *et al.*, submitted, MERLE *et al.*, submitted). According to this hypothesis, the post amphibolitic westward thrusting and fold vergence would correspond to a lateral escape of rocks as the result of the oblique convergence of the Adriatic subplate.

This hypothesis enables us to explain the triangular pattern of foliation attitudes in the study area. The combination of westward overthrusting in the Pennine zone and backthrusting along the Insubric line during the main uplift of the Ticino domain is similar to the deformation occurring at the periphery of an ascending pluton. Such deformation is usually linked to the ballooning effect described in most of these plutons (e.g. WHITEHEAD & LUTHER 1975). A recent study (BRUN & PONS 1981, BRUN 1983) has shown that the combination of pluton deformation with transcurrent shear deformation yields a triangular pattern of foliation attitudes i.e. a triple point due to the interference of both deformations (Fig. 7b). It is possible to interpret foliation trajectories observed in the field as such an interference pattern (Fig. 7c). In this particular case, the main foliation was already developed during the previous amphibolitic deformation so that foliation planes are only rotated towards the principal strain plane related to interfering deformations. This interpretation is, therefore, only an analogical one, but seems satisfactory for explaining the triangular pattern of foliation attitudes.

Conclusion

New data and structural interpretation presented in this paper can be summarized as follow.

1. An unknown ductile phase has been recognized in the Pennine zone of the Central Alps from Biasca to Bosco-Gurin. It postdates the high-temperature northward episode and developed mylonites which reveal a top west shearing. This retrograde ductile phase is associated with westward thrusts and fold vergence.
2. The Maggia steep zone is interpreted as a major post-nappe fold overturned towards the west.
3. The duplication of the Antigorio granite in the Bosco-Gurin area is thought to be the result of overthrusting towards the west.
4. Such a westward overthrusting phase in the Pennine zone is believed to be coeval with the major uplift of the Ticino domain at around 20 Ma.

Acknowledgments

Thanks are due to M. Ballèvre, P. R. Cobbold, P. Choukroune and D. Marquer for criticizing early versions of the manuscript. We would also like to thank N. Mancktelow, S. Schmid and A. Zingg for useful and constructive reviews. We are greatly indebted to S. Schmid for helping us in the interpretation of quartz microstructures.

REFERENCES

- ARGAND, E. (1911): Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 31, 1–26.
- BERTHE, D., CHOUKROUNE, P., & JEGOUZO, P. (1979): Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. – *J. struct. Geol.* 1/1, 31–42.
- BRADBURY, H. J., & NOLEN-HOEKSEMA, M. C. (1985): The Lepontine Alps as an evolving metamorphic core complex during a-type subduction: evidence from heat flow, mineral cooling ages and tectonic model. – *Tectonics* 4/2, 187–211.
- BRUN, J. P. (1983): Isotropic points and lines in strain fields. – *J. struct. Geol.* 5/3–4, 321–327.
- BRUN, J. P., & PONDS, J. (1981): Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, Southern Spain. – *J. struct. Geol.* 3/3, 219–229.
- CHOUKROUNE, P., BALLÈVRE, M., COBBOLD, P., GAUTIER, Y., MERLE, O., & VUICHARD, J. P. (1986): Deformation and motion in the western Alpine arc. – *Tectonics* 5/2, 215–226.
- COBBOLD, P. R. (1980): Sheath folds and large strains in rocks. In large strain deformation: report on a tectonic studies group meeting held at Imperial College on 14 November 1979. – *J. struct. Geol.* 1/4, 338–339.
- DEUTSCH, A., & STEIGER, R. H. (1985): Hornblende K–Ar ages on the climax of tertiary metamorphism in the Lepontine Alps (South-Central Switzerland): an old problem reassessed. – *Earth and planet. Sci. Lett.* 72, 175–189.
- GAPAIS, D., & WHITE, S. H. (1982): Ductile shear band in a naturally deformed quartzite. – *Texture and Microstructures* 5, 1–17.
- HALL, W. D. M. (1972): The structural geology and metamorphic history of the lower pennine nappes, Valle di Bosco, Ticino, Switzerland. – Ph.D. thesis, Univ. London.
- HARTE, B., & HUDSON, N. F. C. (1979): Pelite facies series and the temperatures and pressures of Dalradian metamorphism in E. Scotland. In the Caledonides of the British Isles reviewed. – *J. geol. Soc. (London)*, p. 323–337.
- HEITZMANN, P. (1987): Calcite mylonites in the Central Alpine “root zone”. – *Tectonophysics* 135, 207–215.
- HSÜ, K. J. (1979): Thin skinned plate tectonics during neo-alpine orogenesis. – *Amer. J. Sci.* 279, 353–366.
- HUNZIKER, J. C. (1966): Zur Geologie und Geochemie des Gebietes zwischen Valle Antigorio und Valle di Campo. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 46, 473–552.
- (1979): Polymetamorphism in the Monte Rosa, Western Alps. – *Eclogae geol. Helv.* 63, 151–161.
- HURFORD, J. (1986): Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps South Central Switzerland and an age of vertical movement on the insubric fault line. – *Contr. Mineral. Petrol.* 92, 413–427.
- IROUSCHEK, A., & HUBER, M. (1982): Pseudotachylite zones in the Leventina gneiss (Lepontine Alps, Switzerland). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 62, 313–325.
- JÄGER, E. (1973): Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung. – *Eclogae geol. Helv.* 66/1, 11–21.
- KNUP, P. (1958): Geologie und Petrographie des Gebietes zwischen Centovalli, Valle Vigizzo und Onsernone. – *Schweiz. mineral. Petrogr. Mitt.* 38, 201–232.
- KÖPPEL, V., & GRÜNENFELDER, M. (1978): The significance of monazite U–Pb ages: examples from the Lepontine area of the Swiss Alps. In: ZARTMAN, R. E. (Ed.): Fourth International Conference, Geochronology, Cosmochronology, Isotope Geology, p. 226–227.
- LAUBSCHER, H. P. (1971): The large scale kinematics of the western Alps and the northern Apennines and its palinspastic implications. – *Amer. J. Sci.* 271, 193–226.
- MALAVIEILLE, J., LACASSIN, R., & MATTAUER, M. (1984): Signification tectonique des linéations d’allongement dans les Alpes occidentales. – *Bull. Soc. géol. France* 26/5, 895–906.
- MANCIEL, P., & MERLE, O. (1987): Kinematics of the northern part of the Simplon line (Central Alps). – *Tectonophysics* 135, 265–275.
- MANCKTELOW, N. (1985): The Simplon line: a major displacement zone in the western Lepontine Alps. – *Eclogae geol. Helv.* 78/1, 73–96.
- MERLE, O. (1987): Histoire de la déformation dans les Alpes Lepontines occidentales (Alpes centrales). – *Bull. Soc. géol. France* 3/1, 183–190.
- MERLE, O., & COBBOLD, P. R. (1986): Radiating shear direction in the Central Alps. Abstract in Shear criteria meeting, 22–24 May 1986, Imperial College London.
- MERLE, O., LE GAL, Ph., & MANCIEL, P. (1986): Déformation et métamorphisme dans la région du Simplon (Alpes centrales). – *Eclogae geol. Helv.* 79/3, 705–718.

- MERLE, O., COBBOLD, P. R., & SCHMID, S.: Tertiary deformation in the Lepontine Dome. – Submitted to special volume of the Geological Society of London, Alpine Tectonic.
- MILNES, A. G. (1974): Post-nappe folding in the Western Alps. – *Eclogae geol. Helv.* 67/2, 333–348.
- (1978): Structural zones and continental collision, Central Alps. – *Tectonophysics* 47, 364–392.
- PLATT, J. P., & VISSERS, R. L. M. (1980): Extension structures in anisotropic rocks. – *J. struct. Geol.* 2/4, 397–410.
- PREISWERK, H. (1918): Geologische Beschreibung der Lepontinischen Alpen. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 26.
- SCHMIDT, C., & PREISWERK, H. (1908): Geologische Karte der Simplongruppe. Spezialkarte Nr. 48 mit Erläuterungen. – *Schweiz. geol. Komm.*
- SCHMID, S. M., ZINGG, A., & HANDY, M. (1987): The kinematics of movements along the Insubric line and the emplacement of the Ivrea zone. – *Tectonophysics* 135, 47–66.
- SCHMID, S. M., AEBLI, H. R., & ZINGG, A.: The role of the periadriatic line in the tectonic evolution of the Alps. – Submitted to special volume of Geological Society of London, Alpine Tectonic.
- SIMPSON, C. (1982): The structure of the northern lobe of the Maggia nappe, Ticino, Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 75/3, 495–516.
- SIMPSON, C., & SCHMID, S. M. (1983): An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 94, 1281–1288.
- STECK, A. (1980): Deux directions principales de flux symmétamorphiques dans les Alpes centrales. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 358/75, 141–149.
- (1984): Structures et déformations tertiaires dans les Alpes centrales. – *Eclogae geol. Helv.* 77/1, 55–100.
- TRÜMPY, R. (1980): An outline of the geology of Switzerland. In: 26th Int. Geol. Congr., Paris 1980, Guide Book of Switzerland, p. 3–104.
- WAGNER, G. A., REIMER, G. M., & JÄGER, E. (1977): Cooling ages derived by apatite fission track, mica Rb–Sr and K–Ar dating: the uplift and cooling history of the Central Alps. – *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova* 30.
- WENK, E. (1955): Eine Strukturkarte der Tessiner Alpen. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 35, 311–319.
- WERNER, D., KÖPPEL, V., HÄNNY, R., & RYBACH, L. (1976): Cooling models for the Lepontine area (Central Swiss Alps). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 56, 661–667.
- WHITEHEAD, J. A., & CUTHER, D. S. (1975): Dynamics of laboratory diapir and plume models. – *J. geophys. Res.* 80, 705–717.
- ZINGG, A., & SCHMID, S. (1983): Mylonitic zone along the insubric line west of the Lago Maggiore. – *Terra Cognita* (3), 2/3, NB 24.

Manuscript received 10 February 1987

Revision accepted 21 November 1987

ANNEXE 10

Histoire de la déformation dans les Alpes lépontines occidentales

par OLIVIER MERLE *

Mots clés. — Alpes lépontines occidentales, Nappe de socle, Champ de déformation, Cinématique.

Résumé. — La cinématique générale des Alpes lépontines occidentales est reconstituée à partir de l'étude du champ de déformation totale. L'analyse détaillée des linéations d'étirement et des structures associées indique la superposition de deux champs de déformation finie. Le premier, enregistré dans les conditions pression-température de l'amphibolite faciès, indique des mouvements tangentiels vers le Nord-Ouest. La signification de ce champ de déformation dans l'histoire des déformations alpines est discutée. Le second, enregistré dans des conditions pression-température localement rétro-morphiques, indique des mouvements tangentiels ou en failles normales dirigées globalement vers le Sud-Ouest. Ce second épisode pénétratif est antérieur à l'épisode de rétro-déversement classiquement reconnu à la jonction du domaine pennique et des massifs cristallins externes (synclinal de Bérisal).

Deformation history in the western Lepontine Alps

Abstract. — Two superimposed strain patterns are described in the western Lepontine Alps. The first one, developed during the metamorphic conditions of the amphibolite facies, indicates overthrusting towards the North-West. The significance of this strain pattern in the alpine evolution is discussed. The second one, locally developed during retrograde metamorphic conditions, is a later penetrative deformation event of back-sliding and normal faulting. This deformation event of back-sliding predates the well known back-folding described at the meridional margin of the external crystalline massifs (Berisal syncline).

INTRODUCTION.

Les nappes de socles (orthogneiss et paragneiss paléozoïques) des Alpes lépontines occidentales sont séparées les unes des autres par des bandes fines et pratiquement continues de matériel mésozoïque [Schmidt et Preiswerk, 1908 ; Preiswerk, 1918 ; Argand, 1911 ; Staub, 1924 ; Amstutz, 1971] (fig. 1 et 2). La pile d'unité est affectée par des plissements d'ampleur kilométrique à plurikilométrique. La plupart des travaux antérieurs se sont attachés à dénombrer et séparer les plissements [synthèse de Milnes, 1974], mais peu d'auteurs, à l'instar d'A. Steck [1984], ont concentré leur recherche vers l'étude de la déformation interne à l'échelle de la région dans l'espoir de trouver un lien directeur dans la succession des événements alpins.

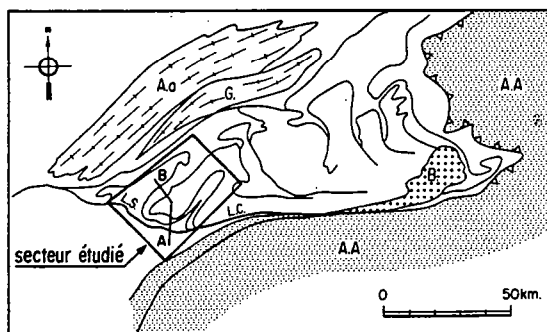


FIG. 1. — Contours structuraux schématiques des Alpes centrales et localisation du secteur étudié (A.A. : Austro-Alpin ; B : granitoïde alpin de Bergell ; Aa et G : massif cristallin externe de l'Aar et du Gothard ; LS et LC : ligne de Simplon-Centovalli).

FIG. 1. — Simplified tectonic map of the Central Alps and location of studied area (A.A. : Austro-Alpin ; B : Alpine granitoid of Bergell ; Aa and G : external crystalline massifs of Aar and Gothard ; LS and LC : Simplon-Centovalli line).

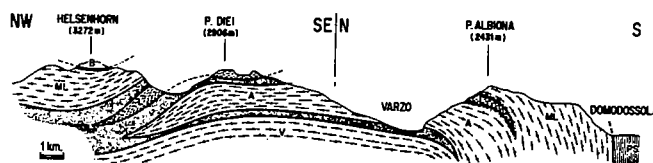


FIG. 2. — Coupe schématique des nappes penniques (coupe A-B sur la figure 1) des Alpes lépontines occidentales.

V : orthogneiss de Verampio ; A : nappe d'Antigorio (orthogneiss) ; L : nappe de Lebendum (paragneiss) ; ML : nappe de Monte Leone (ortho et paragneiss) ; B : nappe de Berisal (paragneiss) ; PS : nappe du Pennique supérieur ; Mésozoïque en pointillé.

FIG. 2. — Simplified geological cross-section (location on the figure 1) of the Penninic Nappes in the western Lepontine Alps.

V : Verampio orthogneiss ; A : Antigorio Nappe (orthogneiss) ; L : Lebendum Nappe (paragneiss) ; ML : Monte Leone Nappe (ortho et paragneiss) ; B : Berisal Nappe (paragneiss) ; PS : Upper Penninic Nappe.

La méthode proposée consiste à reconstituer l'évolution cinématique globale de cette région à partir de l'étude du champ de déformation totale et des structures associées. L'histoire déduite de cette approche donne une vision cohérente de la déformation observée dans le domaine pennique, compatible avec les données antérieures recueillies dans les Alpes centrales (Suisse et Italiennes).

La cartographie détaillée des linéations d'étirement et des microstructures associées indique clairement la superposition de deux champs de déformation successifs, con-

* Centre Armorica d'Étude Structurale des Socles, CNRS, Univ. Rennes 1, 35042 Rennes cedex.

Note déposée le 6 mai 1985, présentée à la séance du 31 mai 1985, manuscrit définitif reçu le 12 mai 1986.

firmant ainsi en partie les travaux antérieurs de Steck [1984].

Le champ de déformation D_1 prolonge celui mesuré plus à l'Est dans les Alpes tessinoises [Wenk, 1955 ; Cobbold, 1983 ; Cobbold *et al.*, 1985 ; Milnes, comm. pers.] et plus à l'Ouest dans le massif du mont Rose [Lacassin, 1984], tandis que le champ de déformation D_2 apparaît localisé dans cette partie occidentale des Alpes lépontines et reste absent du domaine pennique tessinois.

I. — LE CHAMP DE DÉFORMATION D_1 .

1) Directions principales et structures associées.

Dans la zone à schistosité plate (fig. 2), les linéations d'étirement oscillent entre N090 et N120 avec un maxima à N110 (fig. 3). Il s'agit en général de linéation signalée par un étirement macroscopique de la roche (en particulier dans les calcaires mésozoïques), mais on rencontre également des linéations d'allongement minérales (en particulier dans les orthogneiss et paragneiss paléozoïques) matérialisées par l'orientation des baguettes d'amphiboles, l'allongement d'amas de biotite ou des zones abritées autour des grenats.

Quelques critères de cisaillement, rares mais indiscutables et visibles essentiellement en lame mince (schistosité sigmoïde, zones abritées dissymétriques, tronçonnement des feldspaths), indiquent un cisaillement tangentiel vers l'WNW ou le Nord-Ouest.

Aucun plissement d'échelle cartographique ne peut être relié à cet épisode de déformation et seuls des plis en fourreau décimétriques [Quinquis *et al.*, 1978 ; Cobbold et Quinquis, 1980] dans des zones de déformation localement

très intense sont à rapporter à cet événement majeur. Cependant, la célèbre charnière synclinale kilométrique du Monte-Leone (et son homologue anticlinal du Wassenhorn) qui plisse le contact anormal limitant la nappe de Bérisal et de Monte-Leone et dont l'axe est parallèle à la linéation régionale, peut être analysée en terme de déformation progressive [Brun et Choukroune, 1981] associée à ces mouvements tangentiels vers le Nord-Ouest [Merle, Le Gal et Mancel, 1986].

Au sud de cette zone à schistosité plate, près de Domodossola (zone de racine des anciens auteurs, fig. 2), les plans de foliation maintenant verticaux (Est-Ouest) portent une forte linéation d'étirement dont le pitch est de 40 à 50° en moyenne vers l'Est. En remettant ces couches à plat par une rotation autour d'un axe horizontal orienté suivant la structure (Est-Ouest), la direction de cette linéation devient identique à celle mesurée plus au Nord (fig. 4). On peut donc considérer, avant même d'analyser les arguments donnés par l'étude du champ de déformation D_2 , que la zone dite de racine correspond à une verticalisation des structures postérieurement à la déformation D_1 , confirmant ainsi le caractère plutôt tardif de cette zone verticale [Milnes, 1974].

2) Métamorphisme associé.

Les paragenèses métamorphiques observées en lame mince sont celles de l'amphibolite faciès. Le matériel mésozoïque présente essentiellement, lorsque le chimisme le permet, des associations à dysthène, staurotide, grenat, tandis que celle des paragneiss paléozoïques sont à grenat, biotite, staurotide et amphibole calcique.

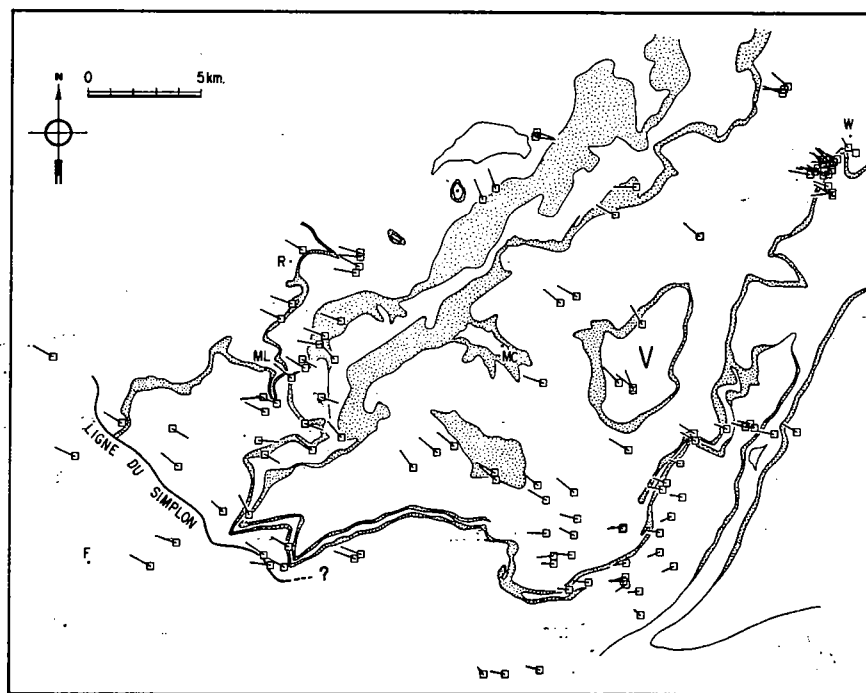


FIG. 3. — Linéation d'étirement du champ de déformation D_1 . La longueur des traits est inversement proportionnelle au plongement de la linéation (V : fenêtre de Verampio). La mesure se trouve au centre du carré.

FIG. 3. — Stretching lineation of the D_1 strain pattern. Length of arrows is inversely proportional to the plunge of the lineation (V : Verampio window). Measure is located at the center of the square.

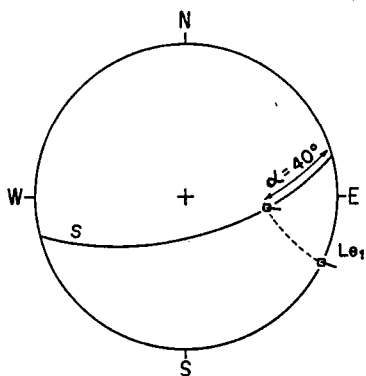


FIG. 4. — Trajet de la linéation d'étirement (en tireté) lors de la remise à plat des couches verticalisées de la région de Domodossola (S : plan de foliation, α : pitch de la linéation).

FIG. 4. — Stretching lineation path when vertical foliations are removed to the horizontal near Domodossola (S : foliation plane, α : pitch of the stretching lineation).

La plupart des minéraux observés sont syncinématiques, ce qui indique que cette déformation s'est produite dans les conditions pression-température du faciès amphibolite classiquement décrit dans les Alpes centrales [Frey *et al.*, 1980]. Cependant, la plupart des auteurs s'accordent, d'une part, sur la période plutôt longue du faciès amphibolite dans les Alpes centrales (de 40 à 25 Ma, d'après les datations géochronologiques) et, d'autre part, sur la croissance des porphyroblastes pendant et après la formation de la foliation principale [Ayrton et Ramsay, 1974]. Cette déformation majeure ne peut donc être datée de manière absolue dans cette région.

La comparaison avec la déformation principale enregistrée dans le massif du mont Rose et datée de l'Éocène terminal [Lacassin, 1984 ; Lacassin & Mattauer, 1985 ; Monié, 1985] permet cependant de relier cette déformation D_1 au premier épisode thermique lépontin daté à 38 Ma, par des méthodes géochronologiques : Rb-Sr sur phengite [Hunziker, 1970, 1974 ; Jäger, 1973].

3) Interprétation cinématique.

Le champ de déformation D_1 s'intègre dans celui mesuré plus à l'Est dans les Alpes tessinoises [Wenk, 1955 ; Cobbold *et al.*, 1985], de sorte que son interprétation cinématique ne peut être envisagée dans le cadre trop restreint des Alpes lépontines occidentales et doit être considérée à l'échelle du domaine pennique des Alpes centrales. Il s'agit du champ majeur de déformation, contemporain de l'épisode métamorphique principal, dont la cinématique complexe conjugue les données recueillies dans toutes les Alpes simplio-tessinoises [Ayrton et Ramsay, 1974 ; Milnes, 1978 ; Hsu, 1979 ; Choukroune *et al.*, 1986] et dont les deux principaux éléments sont les suivants :

a) des mouvements tangentiels dirigés vers l'extérieur de la chaîne, mais radiaux par rapport à la limite entre les deux plaques tectoniques européenne et sud-alpine [Wenk, 1955 ; Cobbold *et al.*, 1985] ;

b) des mouvements décrochants dextres à la limite entre les deux plaques [Trümpy, 1975 ; Cobbold, 1980 ; Zingg et Schmidt, 1983] dont certains sont contemporains de l'épisode haute température [Cobbold, Gapais et Merle, observations personnelles dans la région de Locarno] et qui peuvent être reliés au déplacement vers l'Ouest de la plaque sud-alpine à partir de 40 Ma [Laubscher, 1971 ; Ménard, 1979 ; Ménard et Thouvenot, 1984 ; Malavieille *et al.*, 1984 ; Choukroune *et al.*, 1986].

Les mouvements tangentiels vers le Nord-Ouest sont compatibles avec ceux supposés des nappes penniques dans cette région. Cependant, les isogrades de l'amphibolite faciès recoupant les limites entre les nappes sans décalage apparent [Streckeisen et Wenk, 1974 ; Frank, 1983], il apparaît clairement que ces mouvements tangentiels sont antérieurs au pic thermique du métamorphisme lépontin.

On sait, d'autre part, que la mise en place principale des nappes est vraisemblablement contemporaine d'un épisode éo-alpin daté du Crétacé supérieur [Ernst, 1973 ; Trümpy, 1980] dont les témoins dans les Alpes centrales sont constitués par quelques rares reliques d'un métamorphisme élogitique [Ernst, 1977 ; Evans et Trommsdorf, 1978 ; Frey *et al.*, 1980 ; Heinrich, 1982]. Dans ces conditions, la déformation D_1 peut être attribuable, soit à la fin de la mise en place des nappes, soit à de nouveaux mouvements vers le Nord-Ouest après une période de latence.

Les modèles thermiques les plus récents de l'évolution d'une chaîne de montagne [England et Thompson, 1984 ; Davy et Gillet, 1986] montrent que l'empilement d'unités froides les unes sur les autres empêche la montée en température de sorte qu'il est très improbable que la fin de la mise en place des nappes soit associée à un épisode de haute température. La déformation D_1 correspond donc plus vraisemblablement à de nouveaux mouvements tangentiels vers le Nord-Ouest, rendus possibles par l'augmentation de température, et dont le moteur serait à rechercher, soit dans les contraintes horizontales engendrées par la plaque sud-alpine [Hsu, 1979], soit dans les contraintes verticales qui peuvent devenir prépondérantes dans une croûte épaissie rééquilibrée thermiquement [Neugebauer *et al.*, 1980]. Une combinaison de ces deux moteurs pour la déformation D_1 est d'ailleurs parfaitement envisageable.

II. — LE CHAMP DE DÉFORMATION D_2 .

1) Directions principales et structures associées.

Le champ de déformation D_2 est localisé dans la zone plate de la région du Toce, limité à l'Est par une bande orientée NE-SW à foliation pentée vers le SE (ligne joignant le Wandfluhorn à Domodossola, fig. 7) et au Sud pour la zone verticalisée. Cette déformation D_2 s'intensifie considérablement au niveau de la ligne du Simplon et son extension totale vers l'Ouest reste encore inconnue.

a) Dans la zone à schistosité plate, la linéation d'étirement évolue progressivement de N020 dans la fenêtre de Verampio à N080 près de la ligne du Simplon (fig. 5). Des critères de cisaillement, omniprésents dans toute la région, indiquent un cisaillement tangentiel vers le SSW près de Verampio

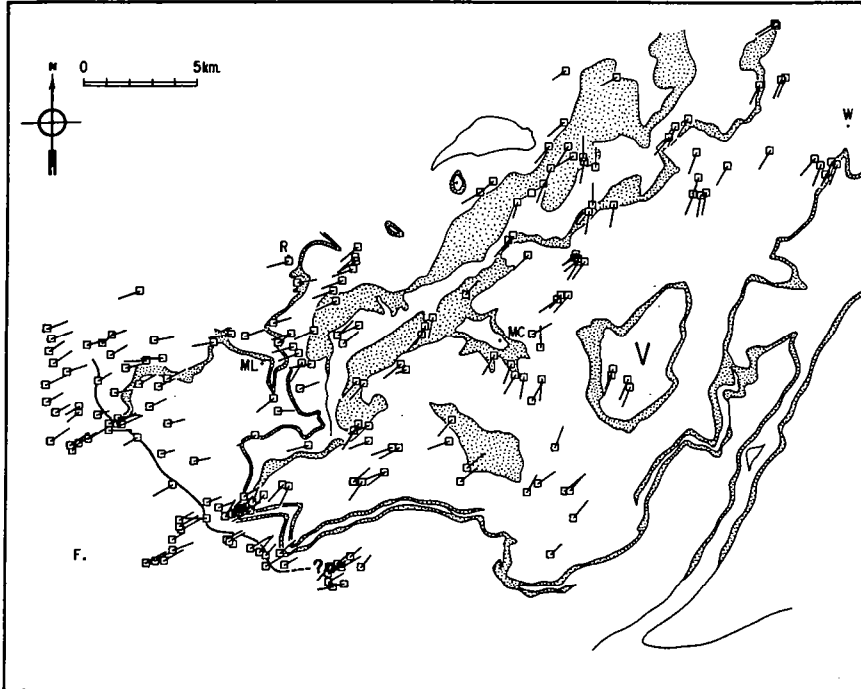


FIG. 5. — Linéation d'étirement du champ de déformation D_2 . La longueur des traits est inversement proportionnelle au plongement de la linéation (V : fenêtre de Verampio).

FIG. 5. — Stretching lineation of the D_2 strain pattern. Length of arrows is inversely proportional to the plunge of the lineation.

passant progressivement à un cisaillement tangentiel vers l'Ouest près du Simplon. Plus précisément, le régime de déformation correspond soit à des cisaillements tangentiels, dans les parties structurellement les plus profondes (Verampio), soit à des cisaillements de type faille normale dans les parties structurellement les plus élevées (Monte-Leone et Bérisal). Cette omniprésence des critères de déformation non-coaxiale permet d'assimiler la direction de cisaillement visible sur le terrain à une direction de déplacement.

Ces cisaillements s'accompagnent de la formation de plis de toutes échelles toujours déversés sans ambiguïté vers le Sud-Ouest et dont les axes sont perpendiculaires à la linéation d'étirement. A l'échelle de la lame mince ainsi qu'à celle de l'affleurement, ces plis localement courbes (fig. 6) sont clairement associés aux bandes de cisaillement. Dans ce contexte, des plis kilométriques tels celui du Wandfluhhorn [Hunziker, 1966 ; Hall, 1972] de même direction axiale et de même déversement que les plis mineurs, sont considérés comme contemporains de cette déformation D_2 .

La foliation formée au cours de la déformation D_1 est très souvent réutilisée au cours de cet épisode D_2 si bien que l'on peut observer, sur le même plan d'aplatissement, la linéation L_1 plissée dans ce plan et la linéation L_2 surimposée de direction constante (de beaux exemples de ce mécanisme de déformation sont visibles sur les grandes surfaces plates du Paso di Boccareccio ou au Wandfluhhorn).

b) Dans la zone à schistosité verticale, on observe des stries et des placages horizontaux de quartz et de chlorite superposés à la linéation d'étirement D_1 . Dans le Pennique supérieur, ces stries et placages laissent progressivement place à une linéation d'étirement horizontale de plus en

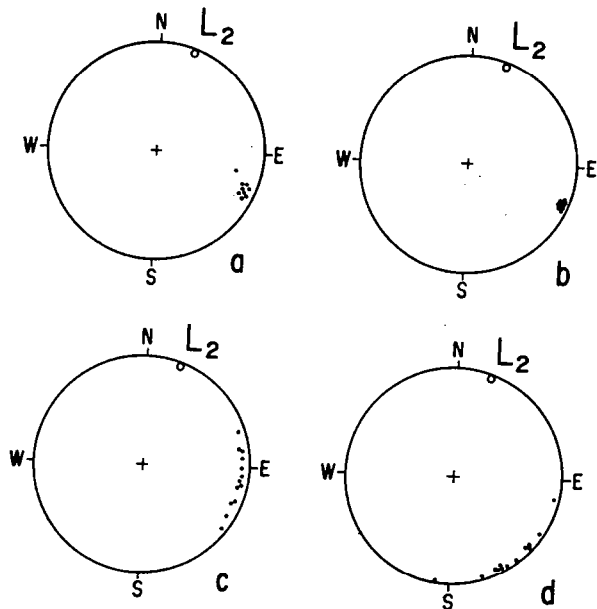


FIG. 6. — Stéréogrammes des axes de plis associés à la seconde déformation (• : axes de plis ; o : linéation d'étirement moyenne). a : paragneiss de Bosco Gurin (région du Wandfluhhorn) ; b : granite d'Antigorio (région du Wandfluhhorn) ; c : granite d'Antigorio (région de Salechio) ; d : schiste de Baceno (région de Crodo).

FIG. 6. — Stereogram of fold axes associated to the D_2 deformation event (• : fold axes ; o : stretching lineation).

a : Bosco Gurin paragneiss (Wandfluhhorn) ; b : Antigorio granite (Wandfluhhorn area) ; c : Antigorio granite (Salechio area) ; d : Baceno schist (Crodo area).

plus forte, jusqu'à oblitération totale de la linéation d'étiement antérieure. Dans toute cette zone verticale, des critères de cisaillement indiquent un mouvement décrochant dextre. A l'exception d'un affleurement situé en bordure de la zone plate (localisation sur la carte topographique suisse 665,3-113,3), on ne retrouve pas de linéation qui redonnerait la direction de la linéation D_2 après remise à plat des structures verticales. Il apparaît donc logique de considérer que la verticalisation des structures est synchrone de la déformation D_2 . Les structures associées à cette verticalisation correspondent à l'enchaînement du synforme de Massera et de l'antiforme de Vanzone [Bearth, 1957 ; Laduron, 1976], [phase de Vanzone, Milnes *et al.*, 1981], si bien que cette déformation apparaît comme la combinaison d'une compression et d'un cisaillement dextre horizontal.

2) Les gradients de déformation.

La déformation D_2 dans la zone plate apparaît essentiellement non-coaxiale et se traduit sur le terrain par la formation de structures C-S classique [Berthé *et al.*, 1979]. A l'affleurement, la déformation est très hétérogène permettant d'observer tous les stades de la mylonitisation. Localement, en particulier dans le granite de la nappe d'Antigorio, certaines roches encore isotropes voisinent avec des ultramylonites D_2 . Incidemment, cette association isotrope - mylonite D_2 renseigne également sur le caractère hétérogène de la déformation D_1 , tout au moins à une autre échelle, puisqu'elle indique que cette dernière a épargné certains secteurs.

Régionalement, la déformation pénétrative, s'intensifie vers le Sud dans le secteur oriental du champ D_2 et s'intensifie vers l'Ouest dans le secteur occidental (fig. 7). Cette intensification de la déformation se signale également dans les structures associées : plis déversés sans nouvelle schistosité dans les zones les moins déformées, mylonites et ultramylonites dans les zones les plus déformées. Dans ce contexte, la ligne du Simplon apparaît comme la zone de déformation maximale de cet épisode D_2 . Toutes les structures linéaires sont orientées suivant la direction de la linéation d'étiement (N070-080), c'est-à-dire perpendiculairement à cette limite entre les deux domaines penniques inférieur et supérieur. A ce propos, il est important de signaler que toutes les mylonites décrites par Bearth [1956] dans ce secteur indiquent un intense cisaillement vers l'Ouest-Sud-Ouest et ne sont en aucun cas associées à un déplacement parallèle à la ligne du Simplon [Mancktelow, 1985 ; Mancel et Merle, 1986]. Sur une verticale structurale de l'orthogneiss de Verampio jusqu'à la nappe du Grand Saint-Bernard (Pennique supérieur affleurant à l'ouest de la ligne du Simplon), on constate surtout une intensification considérable de la déformation D_2 dans les roches incompetentes du Mésozoïque (séparant les nappes de gneiss) où la déformation D_1 est toujours totalement effacée.

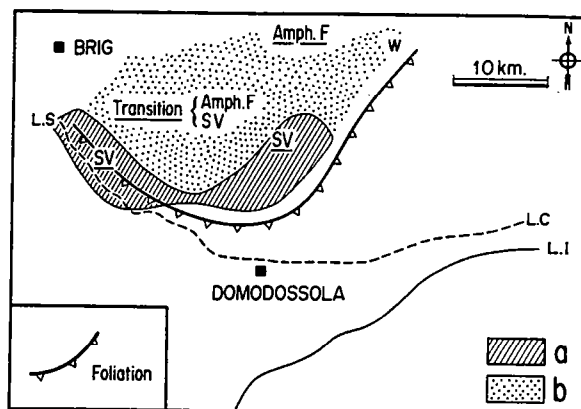


FIG. 7. — Carte schématique de la répartition spatiale des conditions métamorphiques du champ D_2 (sv : schiste vert ; Amph. F : amphibolite facies ; LS-LC : ligne de Simplon Centovalli ; LI : ligne insubrienne ; W : Wandfluhhorn).

Gradient régional de la déformation D_2 ; a : forte déformation avec prédominance de mylonite et ultramylonites ; b : plus faible déformation avec prédominance de plis déversés et de fines bandes de cisaillement.

FIG. 7. — Schematic map of spatial zone of metamorphic conditions (sv : greenschist facies ; Amph. F : amphibolite facies ; LS-LC : Simplon Centovalli line ; LI : insubric line ; W : Wandfluhhorn).

Strain gradient of the D_2 strain pattern ; a : high strain zone with mylonites ; b : low strain zone with folds and thin shear bands.

3) Métamorphisme associé.

Les conditions métamorphiques de cet événement D_2 sont plus délicates à définir et varient spatialement (fig. 7). Dans la fenêtre de Verampio (limite est du champ de déformation D_2), les paragenèses métamorphiques dans les schistes de Baceno sont nettement rétro-morphiques en faciès schiste vert avec des associations bien développées à chlorite et sphène, la chlorite étant préférentiellement localisée dans les bandes de cisaillement D_2 .

Plus à l'Ouest en direction du Simplon, les bandes de cisaillement vers le Sud-Ouest sont clairement postérieures à la croissance des porphyroblastes de disthène, staurotide et grenat et localise un développement de chlorite, souvent aux dépens du staurotide. Cependant, l'absence de preuve péremptoire de rétro-morphose incite à penser que cette déformation se produit dans des conditions pression-température transitoires entre les faciès métamorphiques de l'amphibolite et des schistes verts. Au niveau de la ligne du Simplon, les paragenèses sont clairement rétro-morphiques en faciès schiste vert [Mancel et Merle, 1986]. Par contre, au nord de la fenêtre de Verampio en direction du massif cristallin externe du Gothard, les porphyroblastes de grenat et staurotide recoupent les foliations de la seconde déformation.

Cet épisode D_2 paraît donc contemporain de la période de refroidissement des Alpes lépontines occidentales pendant laquelle les températures sont restées relativement plus élevées au Nord (région de Nufenen pass) tandis que le Sud se refroidissait plus rapidement [Purdy et Jäger, 1976 ; Frank, 1983].

Les récents travaux de Mancktelow [1985] permettent de dater la déformation ductile le long de la ligne du Simplon à 20 Ma, c'est-à-dire après le pic thermique des Alpes centrales daté maintenant à 26 Ma par des méthodes géochronologiques : U-Pb sur monazite et K-Ar sur amphiboles [Hanny *et al.*, 1975 ; Koppel et Grunfelder, 1975, 1978 ; Koppel *et al.*, 1980 ; Steiger, 1983 ; Monié, 1985].

4) Interprétation cinématique.

Le champ de déformation D_2 dans la zone plate correspond à des déplacements dirigés globalement vers le Sud-Ouest. La disposition radiale de ces déplacements et leur localisation dans une zone plate permet quelques hypothèses sur l'origine de la déformation D_2 .

En effet, deux événements importants sont concomittants de cette déformation D_2 des Alpes lépontines occidentales ; d'une part, la déformation principale du massif cristallin externe du Gothard [Steiger, 1964 ; Chadwick, 1968 ; Marquer et Gapais, 1983], d'autre part, le soulèvement principal par érosion et compensation isostatique de tout le domaine tessinois situé à l'est du domaine considéré [Werner *et al.*, 1976 ; Bradbury et Nolen-Hoeksema, 1985]. Ces phénomènes synchrones sont à l'origine de reliefs importants situés principalement au nord-est des Alpes lépontines occidentales et il est remarquable à ce propos de constater la convergence des linéations du champ D_2 vers le Nord-Est en direction du lobe frontal de la nappe de Maggia.

Dans ces conditions, la disposition radiale des linéations d'étirement et des cisaillements associés, la limitation dans l'espace de ce champ de déformation, l'intensification de la déformation vers le front des unités déplacées, le mécanisme par cisaillement tangentiel ou en faille normale ainsi que les conditions métamorphiques en partie rétrogrades sont compatibles avec un étalement gravitaire sur le pourtour d'une culmination topographique située plus au Nord-Est (fig. 8). Au Sud, la remontée isostatique plus rapide [Frank, 1983] verticalise la limite sud du domaine penninique où se concentre un cisaillement décrochant dextre associé au mouvement vers l'Ouest de la plaque Sud-alpine.

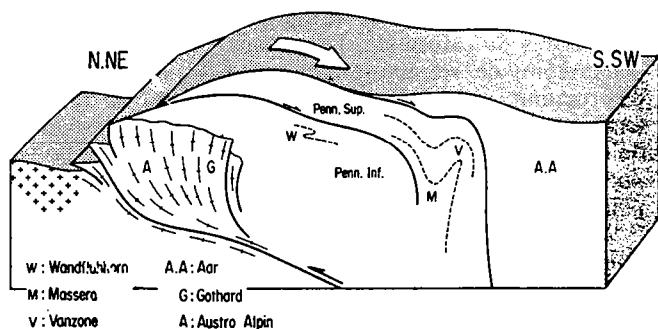


FIG. 8. — Interprétation cinématique du champ de déformation D_2 . Rétroversement synchrone du chevauchement de l'Aar-Gothard vers l'extérieur de la chaîne.

FIG. 8. — Kinematic sketch of the main deformation during the D_2 event in the Lepontine Alps. Back spreading of the penninic zone associated to the thrusting of the Aar-Gothard Massif.

III. — LES DÉFORMATIONS ULTÉRIEURES.

Cet épisode D_2 pénétratif n'est pas à confondre avec l'épisode de rétroversement classiquement reconnu à la limite du domaine externe et interne dans la région de Nufenen pass [Huber *et al.*, 1980], prolongé dans le domaine penninique par l'antiforme du Glishorn et le synclinal de Béréal (fig. 9). Dans ce synclinal, les structures associées à la déformation D_2 (bandes de cisaillement et schistosité) sont systématiquement reprises et déformées, de sorte que la postériorité de ce plissement kilométrique est clairement mise en évidence. La ligne du Simplon fonctionne alors en faille normale à composante décrochante senestre abaissant le compartiment ouest [Mancel et Merle, 1986]. Cet épisode cassant le long de la ligne du Simplon est vraisemblablement associé au soulèvement principal par érosion et compensation isostatique de la région étudiée daté à 10 Ma [Bradbury et Nolen-Hoeksema, 1985].

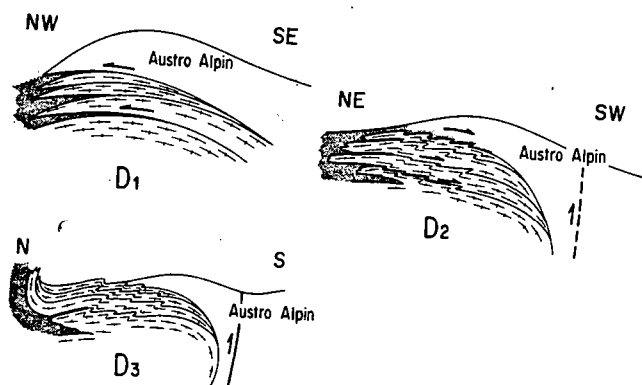


FIG. 9. — Les trois principales déformations observables dans les Alpes lépontines occidentales.

D_1 : déplacement des nappes penniniques vers l'extérieur de la chaîne ; D_2 : verticalisation de la limite entre les deux plaques et rétroversement dans la zone plate ; D_3 : verticalisation des structures à la limite du domaine externe et du domaine interne (formation du synclinal de Béréal).

FIG. 9. — The three main deformations observed in the western Lepontine Alps.

D_1 : penninic nappes motion towards the NW ; D_2 : the limit between the two tectonic plates become vertical during the back-thrusting of the whole penninic zone ; D_3 : back folding at the meridional margin of the external crystalline massifs (Berisal Syncline).

IV. — CINÉMATIQUE GÉNÉRALE ET CONCLUSIONS.

L'analyse de la déformation dans les Alpes lépontines occidentales ne permet pas de retrouver la trace des déformations éventuelles associées à l'épisode éo-alpin (métamorphisme éclogitique du Crétacé supérieur). Cet épisode D_0 qui correspond à la mise en place de la nappe austro-alpine sur la croûte continentale européenne [Trümpy, 1980, p. 89] et à la période de surépaississement crustal maximal (Moho situé au moins à 80 km de profondeur d'après les pressions calculées dans les reliques des roches

éclogitisées des Alpes centrales) est effacé par l'épisode haute température enregistré pendant l'évolution tertiaire de la chaîne. L'histoire proposée des déformations est donc vraisemblablement incomplète mais intègre cependant les déformations responsables de la structure actuelle de cette région.

Cette histoire peut être reconstituée en trois grandes étapes principales (fig. 9) :

1) le champ de déformation D_1 , produit dans les conditions métamorphiques de l'amphibolite faciès, est associé à des mouvements tangentiels vers le Nord-Ouest et prolonge le champ unique de déformation mesuré plus à l'Est dans les Alpes tessinoises. Cette déformation D_1 à 40 Ma, correspond à un second déplacement des nappes penniques vers le Nord-Ouest, direction qui est sans doute différente de celle correspondant à l'épisode éo-alpin reconstitué proche de Nord-Sud dans les Alpes occidentales [Choukroune *et al.*, 1986] ;

2) le champ de déformation D_2 , en partie rétomorphe et présent uniquement dans cette portion des Alpes penniques, correspond à des mouvements tangentiels ou

en faille normale dirigés vers l'intérieur de la chaîne. Cet épisode de rétrodéversement daté à 20 Ma peut être relié à la formation plus au Nord-Est des hauts reliefs consécutifs à la formation principale du massif cristallin externe du Gothard. Au Sud dans la région de Domodossola, le domaine pennique est verticalisé à la fois par remontée isostatique et compression oblique de la plaque Sud-alpine. Cette région verticale est le lieu d'un important cisaillement dextre associé au déplacement vers l'Ouest de la plaque Sud-alpine ;

3) un dernier épisode de déformation D_3 , non pénétratif, correspond à la faille normale décrochante senestre du Simplon et aux plissements en avant de la zone pennique lépontine (synclinal de Bérisal). Cet épisode est à relier au soulèvement principal de la région étudiée daté à 10 Ma.

Remerciements. — Je remercie particulièrement P. Choukroune, P. Cobbold, Ph. Davy et D. Marquer dont l'aide et les conseils m'ont été précieux. Les critiques et commentaires de M. Mattauer furent également très appréciés. Ce travail a été réalisé dans le cadre de l'A.T.P. « Sismo-genèse, plis, failles » soutenue par l'I.N.A.G.

Références

- AMSTUTZ A. (1971). — Carte tectonique de l'Ossola aux Grisons. — *Arch. Sci. Genève*, 24, pp. 5-9.
- ARGAND E. (1911). — Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux. — *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, 31, pp. 1-26.
- AYRTON S. N. & RAMSAY J. G. (1974). — Tectonic and metamorphic events in the Alps. — *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 54, pp. 609-639.
- BEARTH P. (1956). — Geologische Beobachtungen im Grenzgebiet der lepontinischen und penninischen Alpen. — *Eclogae Geol. Helv.*, 49, pp. 279-290.
- BEARTH P. (1957). — Die Umbiegung von Vanzone (Valle Anzasca). — *Eclogae Geol. Helv.*, 50, pp. 161-170.
- BERTHÉ D., CHOUKROUNE P. & JEGOUZO P. (1979). — Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites : the example of the South Armorican shear zone. — *J. Struct. Geol.*, 1, 1, pp. 31-42.
- BRADBURY H. J. & NOLEN-HOEKSEMA M. C. (1985). — The Lepontine Alps as an evolving metamorphic core complex during A-type subduction : evidence from heat flow, mineral cooling ages and tectonic model. — *Tectonics*, 4, 2, pp. 187-211.
- BRUN J.-P. & CHOUKROUNE P. (1981). — Déformation progressive et structures crustales. — *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, 23, 3, pp. 177-193.
- CHADWICK B. (1968). — Deformation and metamorphism in the Lukmanier region, Central Switzerland. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, 79, pp. 1123-1150.
- CHOUKROUNE P., BALLEVRE M., COBBOLD P., GAUTIER Y., MERLE O. & VUICHARD J. P. (1986). — Deformation and motion in the western Alpine Arc. — *Tectonics*, 5, 2, pp. 215-226.
- COBBOLD P. R. (1980). — Sheath folds and large strains in rocks. In : Large strain deformation. — Report on a tectonic studies Group Meeting held at Imperial College on 14 novembre 1979. — *J. Struct. Geol.*, 1, 4, pp. 338-339.
- COBBOLD P. (1983). — Strain trajectories and collision models for the « root zone » of the penninic nappes, Central Alps (abstract). — Tectonic Studies Group, Ann. Gen. Meeting, December 1983, Glasgow.
- COBBOLD P., MERLE O. & BARBOTIN E. (1985). — The fanlike strain pattern in the Lepontine Alps and its history. — *Terra Cognita*, 5, 2-3, p. 253.
- COBBOLD P. & QUINQUIS H. (1980). — Development of sheath folds in shear regimes. In : CARRERAS J., COBBOLD P. R., RAMSAY J. G., & WHITE S. Eds., Shear zones in rocks. — *J. Struct. Geol.*, 2, 1/2, pp. 119-126.
- DAVY PH. & GILLET PH. (1986). — The stacking of thrust slices in collision zones and its thermal consequences. — *Tectonics* (sous presse).
- ENGLAND P. C. & THOMPSON A. B. (1984). — Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. I. — Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. — *J. Pet.*, 25, pp. 894-928.
- ERNST G. (1977). — Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, pp. 2053-2078.
- EVANS B. W. & TROMMSDORFF V. (1978). — Petrogenesis of garnet lherzolite, Cima di Gagnone, Lepontine Alps. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 40, pp. 333-348.
- FRANK E. (1983). — Alpine metamorphism of calcareous rocks along a cross-section in the Central Alps : occurrence and breakdown of muscovite, margarite and paragonite. — *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 63, pp. 37-93.
- FREY M., BUCHER K., FRANK E. & MULLIS J. (1980). — Alpine metamorphism along the geotraverse Basel-Chiasso : a review. — *Eclogae Geol. Helv.*, 73, 2, pp. 527-547.
- HALL W. D. M. (1972). — The structural geology and metamorphic history of the lower Pennine Nappes, Valle di Bosco, Ticino, Switzerland. — Ph. D. thesis, Univ. London.

- HANNY R., GRAVERT B. & SOPTRAJANOVA G. (1975). — Paleozoic migmatites affected by high-grade Tertiary metamorphism in the Central Alps (Valle Bodengo, Italy). — *Contr. Mineral. Petrol.*, 51, pp. 173-196.
- HEINRICH C. A. (1982). — Kyanite-eclogite to amphibolite facies evolution of hydrous mafic and pelitic rocks, Adula Nappe, Central Alps. — *Contr. Mineral. Petrol.*, 81, pp. 30-38.
- HSÜ K. J. (1979). — Thin skinned plate tectonics during neo-alpine orogenesis. — *Am. J. Sci.*, 279, pp. 353-366.
- HUBER M., RAMSAY J. & SIMPSON C. (1980). — Deformation in the Maggia and Antigorio nappes, Lepontine Alps. — *Eclogae Geol. Helv.*, 73, 2, pp. 593-606.
- HUNZIKER J. C. (1966). — Zur geologie und geochemie des gebietes zwischen Valle Antigorio und Valle di Campo. — *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 46, pp. 473-552.
- HUNZIKER J. C. (1970). — Polymetamorphism in the Monte Rosa, western Alps. — *Eclogae Geol. Helv.*, 63, pp. 151-161.
- HUNZIKER J. C. (1974). — Rb-Sr and K-Ar age determination and the alpine tectonic history of the western Alps. — *Mem. Ist. Geol. Mineral.*, Univ. Padova, 31, pp. 1-54.
- JÄGER E. (1973). — Die alpine Orogenese in Lichte der radiometrischen Altersbestimmung. — *Eclogae Geol. Helv.*, 6611, pp. 11-21.
- KOPPEL V. & GRUNENFELDER M. (1975). — Concordant U-Pb ages of monazite and xenotime from the Central Alps and the timing of high temperature alpine metamorphism, a preliminary report. — *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 55, pp. 129-132.
- KOPPEL V. & GRUNENFELDER M. (1978). — The significance of monazite U-Pb ages : examples from the Lepontine area of the Swiss Alps. In : ZARTMAN R. E. Ed. — Fourth Intern. Confer., Geochronology, Cosmochronology, Isotope Geology, pp. 226-227.
- KOPPEL V., GUNTHER A. & GRUNENFELDER M. (1980). — Patterns of U-Pb zircon and monazite ages in polymetamorphic units of the Swiss Central Alps. — *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 61, pp. 97-119.
- LACASSIN R. (1984). — Étude des mécanismes de déformation dans le versant nord de la nappe du mont Rose et relation avec les grands chevauchements. — Thèse 3^e cycle, Montpellier, 221 p.
- LACASSIN R. & MATTAUER M. (1985). — Kilometre scale sheath fold at Mattmark and implications for transport direction in the Alps. — *Nature*, 315, pp. 739-741.
- LADURON D. (1976). — L'antiforme de Vanzone : étude pétrologique et structurale dans la Vallée Anzasca (province de Novara, Italie). — *Mém. Inst. Géol.*, Univ. Louvain, 28.
- LAUBSCHER H. P. (1971). — The large scale kinematics of the western Alps and the northern Apennines and its palinspastic implications. — *Am. J. Sci.*, 271, pp. 193-226.
- MALAVIEILLE J., LACASSIN R. & MATTAUER M. (1984). — Signification tectonique des linéations d'allongement dans les Alpes occidentales. — *Bull. Soc. géol. France*, XXVI, 5, pp. 895-906.
- MANCEL P. & MERLE O. (1986). — Kinematics of the northern part of the Simplon Line (Central Alps). — *Tectonophysics* (sous presse).
- MANCKTELLOW N. (1985). — The Simplon Line : a major displacement zone in the western Lepontine Alps. — *Eclogae Geol. Helv.*, 78, 1, pp. 73-96.
- MARQUER D. & GAPAIS D. (1983). — Les massifs cristallins externes sur une transversale Guttanen - Val Bedretto (Alpes centrales) : structure et histoire cinématique. — *C. R. Acad. Sci.*, Paris, II, 301, pp. 543-546.
- MÉNARD G. (1979). — Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques. — Thèse 3^e cycle, Grenoble, 178 p.
- MÉNARD G. & THOUVENOT F. (1984). — Écaillage de la lithosphère européenne sous les Alpes occidentales : arguments gravimétriques et sismiques liés à l'anomalie d'Ivrea. — *Bull. Soc. géol. France.*, XXVI, 5, pp. 875-884.
- MERLE O., LE GAL PH. & MANCEL P. (1986). — Déformation et métamorphisme dans la région du Simplon (Alpes centrales). — *Eclogae Geol. Helv.*, 79, 3, pp. 705-718.
- MILNES A. G. (1974). — Post-nappe folding in the western Alps. — *Eclogae Geol. Helv.*, 67, 2, pp. 333-348.
- MILNES A. G. (1978). — Structural zones and continental collision, Central Alps. — *Tectonophysics*, 47, pp. 364-392.
- MILNES A. G., GRELLER M. & MULLER R. (1981). — Sequences and style of major post-nappe structures, Simplon-Pennine Alps. — *J. Struct. Geol.*, 3, 4, pp. 411-420.
- MONIÉ P. (1985). — La méthode ³⁹Ar-⁴⁰Ar appliquée au métamorphisme alpin dans le massif du Mont-Rose (Alpes occidentales). Chronologie détaillée depuis 110 Ma. — *Eclogae Geol. Helv.*, 78, 3, pp. 487-516.
- NEUGEBAUER H., BROTZ R. & RYBACH L. (1980). — Recent crustal uplift and the present stress field of the Alps along the Swiss geotransverse Basel-Chiaso. — *Eclogae Geol. Helv.*, 73/2, pp. 489-500.
- PREISWERK H. (1918). — Geologische Beschreibung der leptonischen Alpen. — *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, 26.
- PURDY J. W. & JÄGER E. (1976). — K-Ar ages on rock forming minerals from the Central Alps. — *Mem. Ist. Geol. Min.*, Univ. Padova, 30, 75-77, 30 p.
- QUINQUIS H., AUDREN CL., BRUN J. P. & COBBOLD P. (1978). — Intense progressive shear in île de Groix blueschists and compatibility with subduction or obduction. — *Nature*, 273, 5657, pp. 43-45.
- SCHMIDT C. & PREISWERK H. (1908). — Geologische Karte der Simplongruppe. — Spezial Karte n° 48 Mit Erläuterungen.
- STAUB R. (1924). — Der Bau der Alpen : Versuch einer Synthese. — *Beitr. Geol. Karte Schweiz* (N, F), 52.
- STECK A. (1984). — Structures et déformation tertiaires dans les Alpes centrales. — *Eclogae Geol. Helv.*, 77, 1, pp. 55-100.
- STEIGER R. H. (1964). — Dating of orogenic phases in the Central Alps by K-Ar age of hornblende. — *J. Geoph. Res.*, 69, 24, pp. 5407-5421.
- STEIGER R. H. (1983). — Isotopic dating of metamorphic events in the Central Alps. — Abstr. 2nd E.U.G. Meeting Strasbourg. — *Terra Cognita*, 3, p. 140.
- STRECKEISEN A. & WENK E. (1974). — On steep isograds surfaces in the Simplon area. — *Contr. Mineral. Petrol.*, 47, pp. 81-95.
- TRÜMPY R. (1975). — On crustal subduction in the Alps. In : MAHEL M. Ed., Tectonic problems of the alpine system. — Veda, Bratislava, pp. 121-129.
- TRÜMPY R. (1980). — An outline of the geology of Switzerland. In : Guide book of Switzerland. — 26th International Geological Congress, Paris 1980, pp. 3-104.
- WENK E. (1955). — Eine strukturkarte der Tessinalpen. — *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 35, pp. 311-319.
- WERNER D., KOPPEL V., HANNY R. & RYBACH L. (1976). — Cooling models for the Lepontine area (Central Swiss Alps). — *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 56, pp. 661-667.
- ZINGG A. & SCHMIDT S. (1983). — Mylonite zone along the insubric line west of the Lago Maggiore. — *Terra Cognita*, 3, 2-3, NB 24.

ANNEXE 11

Publié avec l'aimable autorisation de
Elsevier Science Publishers.

Kinematics of the northern part of the Simplon line (Central Alps)

P. MANCEL and O. MERLE

Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles, Université de Rennes, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cedex (France)

(Received July 28, 1985; revised and accepted August 12, 1986)

Abstract

Mancel, P. and Merle, O., 1987. Kinematics of the northern part of the Simplon line (central Alps). *Tectonophysics*, 135: 265–275.

Structural studies were carried out along the northern part of the Simplon line in order to constrain the kinematic history of the line during Tertiary times. The ductile strain accumulated within both basement units and Mesozoic cover reveals the upper units sheared towards the west-southwest. The Simplon line can be described as a major shear zone along which the main movement occurred perpendicular to the line. This shearing developed during retrograde metamorphic conditions and postdates earlier deformations associated with the high temperature Lepontine episode. Finally, it was followed by the formation of the Berisal syncline (back-folding episode) which generated some brittle movements towards the south, localized at the contact between the lower and upper Pennine units (i.e. on the Simplon line).

Introduction

The Penninic domain in the Western and Central Alps corresponds to the European crust intensely deformed during plate collision from upper Cretaceous to Present time. Detailed kinematic studies at the scale of the Alpine arc have shown a quite different structural evolution in the Western and Central Alps during Tertiary age (e.g. Choukroune et al., 1986). The Central Alps have suffered a high-grade metamorphic episode (Niggli, 1970) whereas a low-grade one is recorded in the western Alps (Caby et al., 1978).

Both main domains of the Alpine arc are separated by a sharp cartographic discordance, especially well observed on geological maps. This line is spatially connected with the western termination of the thermal dome recorded in the Central Alps so that its kinematic history is of particular interest to alpine geologists. This line is called the Simplon line and was first described by Bearth

(1956), who recognized the Simplon line as a major structural discontinuity on the basis of detailed geological mapping and microstructural observations. The Simplon line separates with apparent discordance the lower Pennine and upper Pennine nappe complex in the western Lepontine Alps (Fig. 1).

This discordance is believed to result from regional back-folding and the upper units have been displaced by about 10 km southwards along the Simplon mylonite zone (Steck et al., 1979; Steck, 1984). Back-folding, a well-known term encountered in Alpine literature, refers to the late large-scale folding observed in the Central Alps. These folds are systematically overturned towards the hinterland of the orogenic belt. Back folds have been studied in detail by many authors and are classically considered as post-metamorphic structures (e.g. Milnes, 1974; Huber et al., 1980; Simpson, 1982). Furthermore, geochronological data have yielded ages (Hunziker, 1970; Wagner

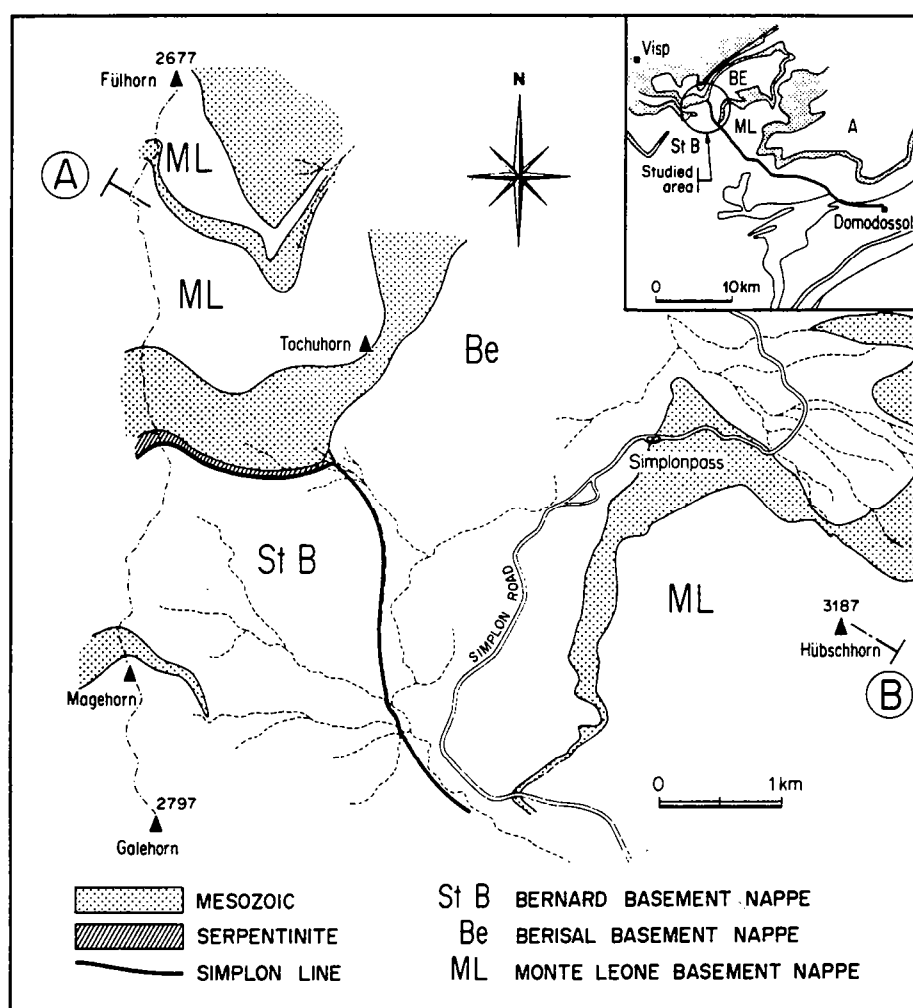


Fig. 1. Geological map of the study area.

et al., 1977; Jäger, 1984). They are offset along the so-called Simplon fault.

More recently, a detailed kinematic model based on strain analysis has been proposed by Mancktelow (1985). This major contribution shows clearly that the Simplon line must be interpreted as a major displacement zone in the western Lepontine Alps. Small-scale shear criteria within mylonites indicate a downthrow of the upper Penninic units along much of the zone. This displacement occurred parallel to the trend of stretching lineations (NE-SW) and along the nearly constant 30° southwest dip of the major fault zone; i.e. the sense of movement is that of a "normal fault". According to Mancktelow's analysis, only the lower Pennine unit would have been intensely deformed during this event, while the upper Pen-

nine unit remained very little affected.

In the light of Mancktelow's recent paper, the main questions are:

- (1) Is there only one sense of movement during Tertiary time along the Simplon line?
- (2) Does the regional back-folding predate or postdate the shearing along the Simplon line?
- (3) Is there a specific movement along the line during the back folding?

This paper presents new geometric data and kinematic interpretation for the northern part of the Simplon line. Compared with data previously published (Mancktelow, 1985), these yield a better understanding of the deformation history of the Simplon line. In particular, we attempt to clarify the timing between the kilometric back-folds and the Simplon shear zone in this area.

Geological setting

From bottom to top, the area shows the Monte Leone basement nappe, the Berisal nappe and the Bernhard nappe (lower Stalden unit). These three units are always separated by strongly deformed Bundnerschiefer, except along the Simplon line (Fig. 1). The Monte Leone and Berisal basement nappes belong to the lower Pennine units whereas the Bernhard nappe belongs to the upper Pennine units.

The main large scale structures are the two classical back-folding structures in the lower Pennine nappes (Figs. 2 and 3) i.e. the termination of the large Berisal syncline and Glishorn antiform. These backfolds are overturned towards the south-southeast with a mean axial trend $N70^{\circ}E$. Axes are nearly horizontal and axial planes very steep. They come from the folding of a previous foliation without any new axial plane foliation development. These observations are in agreement with a late and post-metamorphic structure as previously demonstrated by many authors (e.g. Milnes et al., 1981; Steck, 1984). The geological map shows clearly a type-2 interference pattern (Ramsay, 1967) between the Glishorn antiform and an earlier E-W anticline to the west of the map in the Monte Leone nappe. East of the Simplon line, the contact between the Monte Leone and Berisal nappes is folded by the Hübschhorn anticline (synform structure, see Fig. 2) and the well-known Monte Leone syncline. These two recumbent structures, which clearly

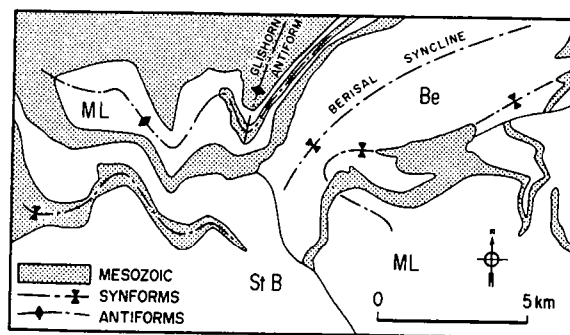


Fig. 3. Axial plane traces of major folds in the study area (simplified from Milnes and Müller in Trümpy, 1980, fig. 27). For explanation of symbols, see Fig. 1.

predate the two back-folds, trend E-W but turn abruptly to $N70^{\circ}E$ in the vicinity of the Simplon line. All these folds have been previously studied in detail and a very good map of the trace of their axial plane has been provided by Milnes and Müller (in Trümpy, 1980).

The Simplon line trends $N150^{\circ}E$ and seems concordant to the foliation of the lower Pennine units whereas it cuts across the foliation of the upper Pennine unit (Mancktelow, 1985). To the north, the continuation of the Simplon line is doubtful because the discordance suddenly disappears next to the Tochuhorn area. It is believed to follow the serpentinite located between St. Bernhard and Monte Leone basement nappes (Fig. 1). Arguments are given below in our kinematic model.

Strain pattern

The best way to approximate the principal orientations of total strain is to measure the attitude of macroscopic foliation and lineation. Planar fabrics are well developed throughout the study area and are defined by flattened grain aggregation, metamorphic layering and axial surfaces. The stretching lineation is defined by the parallel alignment of grain aggregates, preferred orientations of minerals and straight rods. It is now well established that this kind of planar and linear fabric tracks the principal directions of the strain ellipsoid (Ramsay, 1967).

Detailed mapping of foliation planes and stretching lineations has been carried out in order

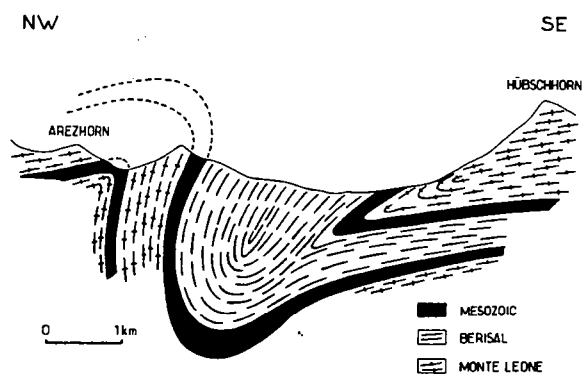


Fig. 2. Geological cross section of the lower Pennine units (location on Fig. 1). The Hübschhorn fold predates the back-folding event.

to establish the principal directions of the main ductile strain accumulated in this area.

The foliation map shows an apparent discordance along the Simplon line (Fig. 4). The foliation strikes $N60^{\circ}E$ in the Bernhard nappe and strikes $N140^{\circ}E$ in the Berisal nappe. The poorly exposed contact between the two units does not permit distinction between a sharp discordance and a progressive change in orientation from $N60^{\circ}E$ to $N140^{\circ}E$. On the other hand, the discordance disappears suddenly as one approaches the type-2 interference pattern; the Mesozoic series

of the Tochuhorn area are concordant with both Berisal and St. Bernhard basement nappes. Stereoplots of poles to foliation (Fig. 5) show that the dip of the foliation varies in both the Bernhard and Berisal nappes. Foliations measured at the vicinity of the Tochuhorn show that the axis of the Glishorn antiform trends $N60^{\circ}E$ and plunges about 20° southwest (Fig. 5c).

The stretching lineation map shows a very regular pattern (Figs. 6 and 7). The bearing of the stretching lineations averages $S80^{\circ}W$ and $S60^{\circ}W$ to the east and west of the Simplon line, respec-

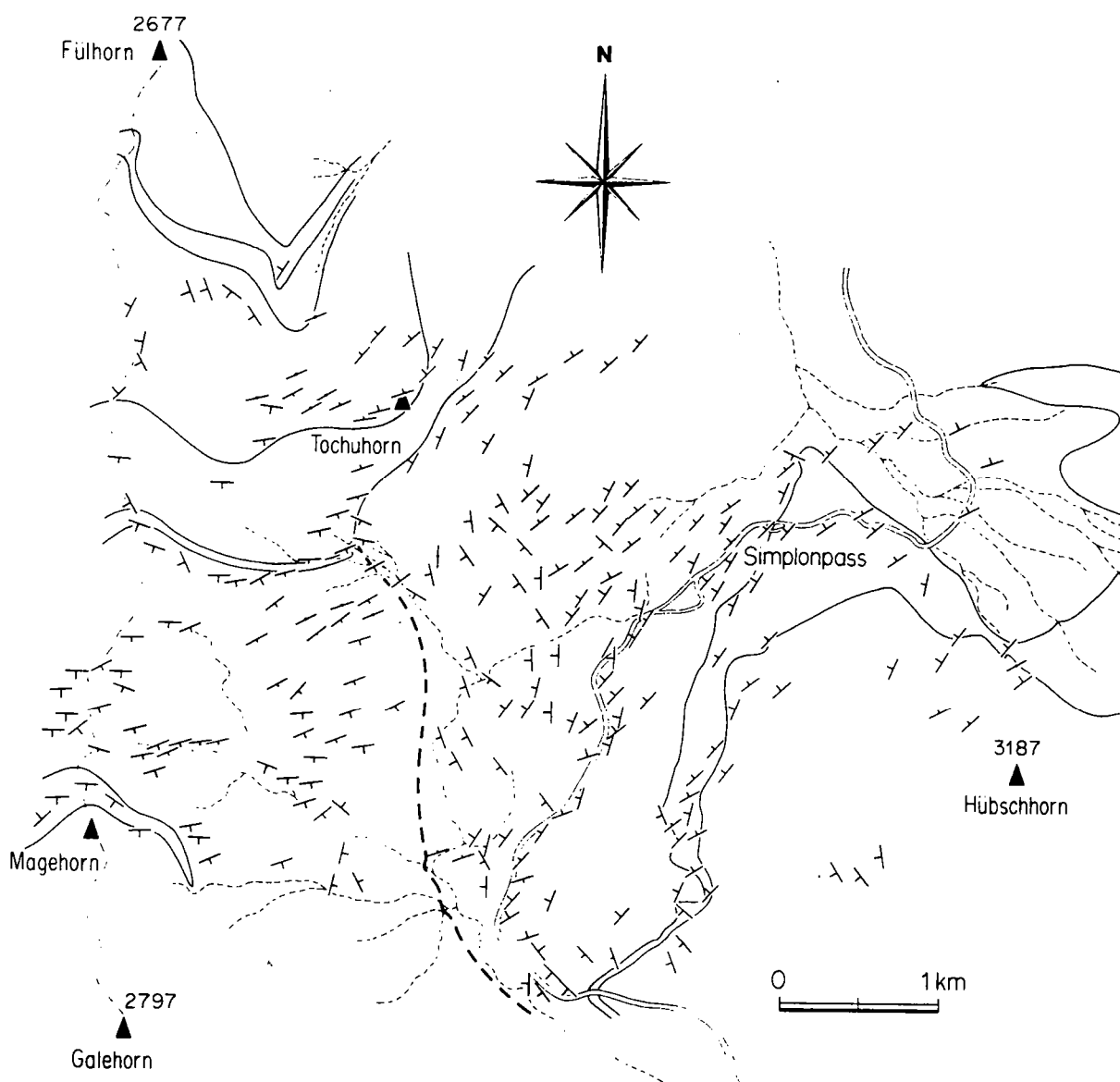


Fig. 4. Foliation map.

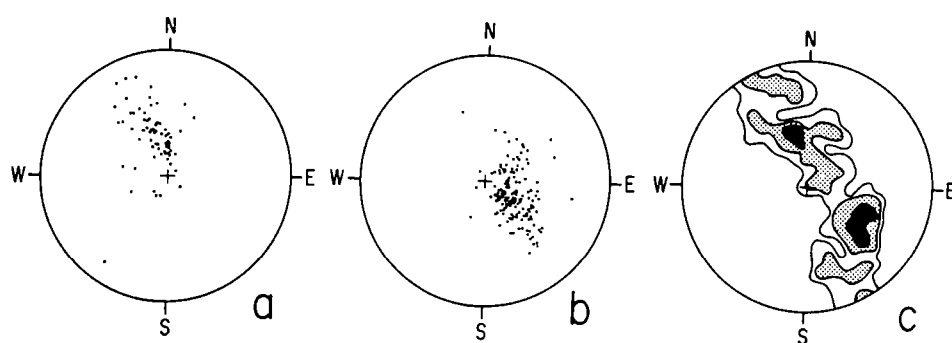


Fig. 5. Stereoplots of poles to foliation for (a) the Bernhard basement nappe and (b) the Berisal basement nappe. (c) Equal area projection (lower-hemisphere) of poles to foliation in the Glishorn antiform (contour 1, 2.5, 6%).

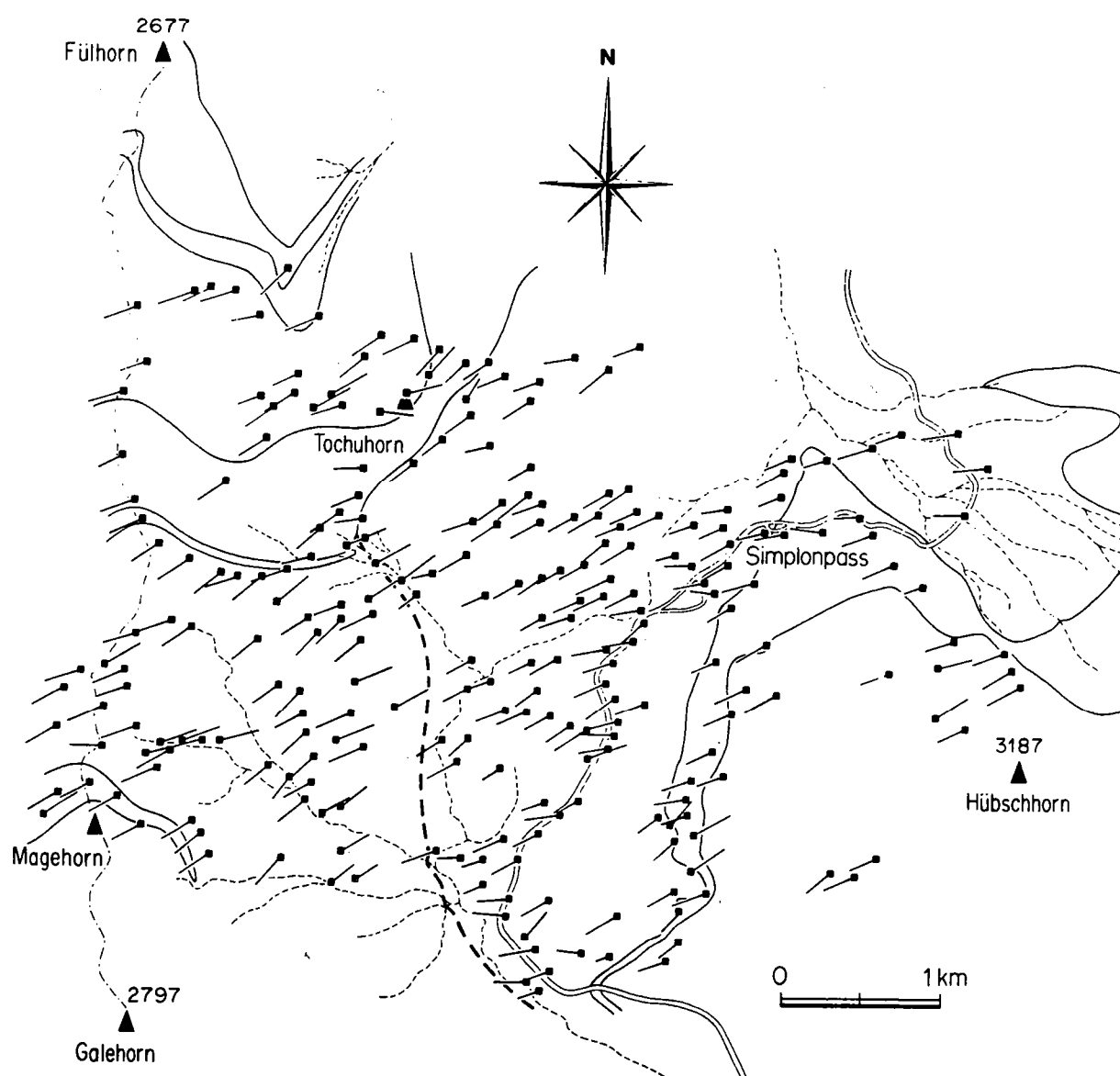


Fig. 6. Stretching lineation map.

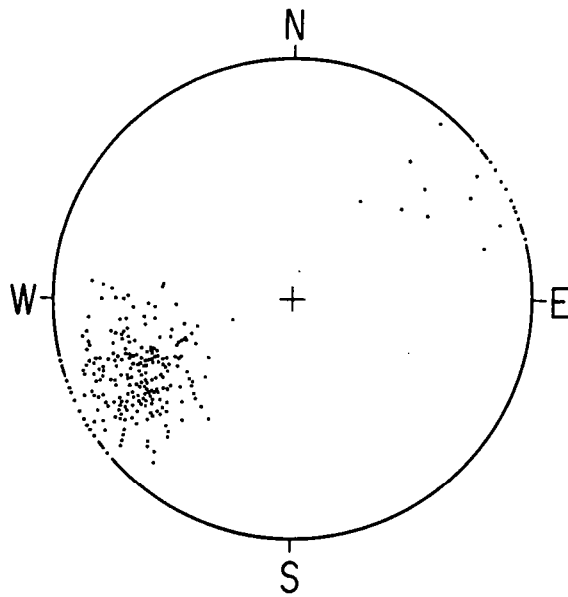


Fig. 7. Stereogram of stretching lineations (167 data, lower hemisphere, equal area projection).

tively. Some perturbations are locally observed, especially in the area of the type-2 interference pattern. These perturbations are negligible when compared to those affecting the regional foliation.

The sense of bulk shear in the area is very clear in the field, as extensively argued by Mancktelow (1985). Stretching lineations are systematically associated with small-scale shear bands. These features of non-coaxial deformation reveal an overthrusting towards the west-southwest, in the lineation direction. Nevertheless, it must be pointed out that the sense of shearing is systematically reversed on the inverted limb of the Berisal syncline and Glishorn antiform. This feature is the key to understanding the deformational history along the Simplon line. Texture goniometry measurements confirm the sense of shearing in the area studied (Fig. 8). A well-defined quartz fabric is present in all samples studied. This indicates intracrystalline slip (Bouchez, 1978; Gapais, 1979). The asymmetry of the two maxima of $\langle a \rangle$ axes with respect to the principal strain axes (X , Y and Z such as $X > Y > Z$, X being the greatest elongation) allows us to clearly define the sense of shear. They also reveal a regional shearing corresponding to a displacement of the upper units towards the west-southwest. In particular, a reversed sense of shearing is again found for sam-

ples from the overturned limbs of the two back folds.

Lastly, some brittle faults are observed along or next to the Simplon line. It is principally observed from shear veins (Ramsay, 1981) which obviously truncate the foliation plane. The sense of movement along these fault-like shears is inferred from the step-like form of the fibrous crystallized quartz. The quartz fibre growth on those activated discontinuities indicates movements of the upper units towards the south. It corresponds to a sinistral strike-slip displacement associated with normal faulting. This sense of movement is not consistent with the one deduced from the ductile strain. It is therefore assigned to a later deformational event.

Metamorphism

The ductile strain event described here took place during retrograde metamorphic conditions. Chlorite is well developed, especially within microscale shear bands indicating the pressure-temperature condition of the greenschist facies (Fig. 9). It is also well known that the isograd An-17 (the classical limit between the amphibolite and greenschist facies) passes through the study area. This means that the ductile deformational event postdates the high-temperature Lepontine episode. Moreover, thin sections show that shear bands are clearly later than the growth of garnet, staurolite or kyanite porphyroblasts (Fig. 9). It must be emphasized that two superimposed strain patterns have been described in the western Lepontine Alps (Steck, 1984; Merle, 1987). The strain pattern observed here along the Simplon line belongs to the second one. The first deformation event which developed during amphibolite facies has been completely overprinted in the study area by the intensity of the second deformational event in this zone. It follows that an important part of the deformation history along the Simplon line has been lost and perhaps can only be revealed by studies at the scale of the whole Penninic zone.

Comparison with a previous model

Mancktelow's analysis (1985) provided a new understanding of the ductile strain recorded along

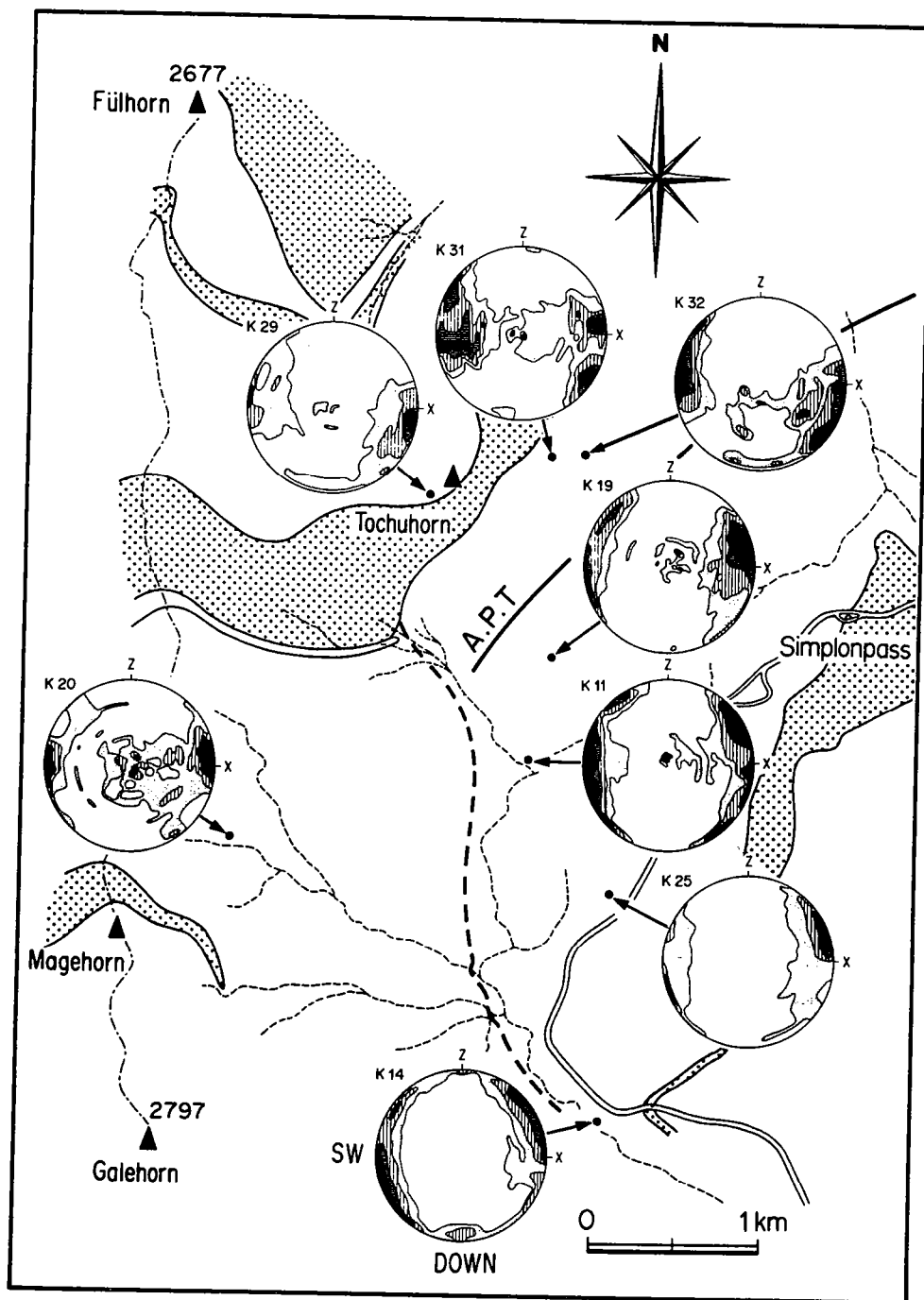


Fig. 8. Quartz 1120 pole figures ($\langle a \rangle$ axes) in the study area (texture goniometry measurements; upper hemisphere equal area projection; X, Y and Z on stereoplots refer to principal strain axes such as $X > Y > Z$; all measurements have been made in the XZ principal plane of strain (orientations of all stereoplots are the same as sample K 14). The asymmetry of the two maxima with respect to principal strain axes (X and Z) and the spatial orientation (down and SW) indicates a sinistral sense of shearing which corresponds in the field to overthrusting towards the SW. Sample K 20 which also presents an intracrystalline slip confirms the ductile imprint of the strain in the upper Penninic unit. In contrast, the sense of shearing is reversed for sample K 29, K 31 and K 32, collected in the overturned limb of the two back folds (A.T.P.—axial-plane trace of the Berisal syncline). Contours expressed in multiples of uniform distribution ($\times$ u.d.): K 11, K 14, K 19, K 20, K 32 = 1.6, 1.4, 1.2, 1.0 $\times$ u.d. K 25 = 2.5, 2.0, 1.5, 1.0 $\times$ u.d. K 29 = 1.9, 1.6, 1.3, 1.0 $\times$ u.d. K 31 = 1.4, 1.3, 1.2, 1.0 $\times$ u.d.

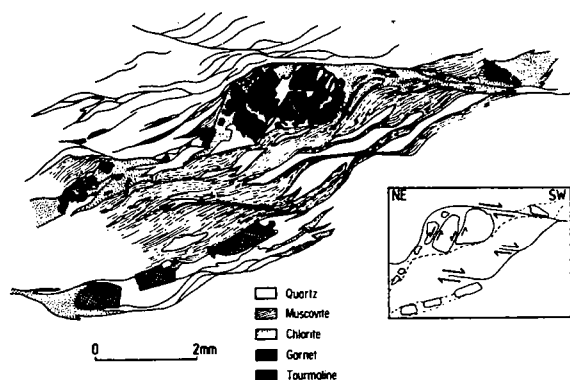


Fig. 9. Shear bands in thin section (Berisal nappe). Note the well-developed chlorite in shear bands and pressure shadows. Note also truncated tourmaline and shear bands which cross cut the garnet porphyroblast.

much of the zone. Unfortunately, no attempt has been made to relate the ductile strain and kilometric back folds so that the timing between strain and back-folding remains unclear.

The data presented in this paper provide further kinematic constraints for the deformation history along the Simplon line. These are as follows:

(1) It can be seen from the stretching lineation map that the ductile strain is recorded in the upper Pennine units as well as in the lower Pennine units. In the field, mylonites can be observed far away from the line itself in the upper unit (see also texture goniometry measurements of sample K 20, Fig. 8).

(2) The sense of shearing is systematically reversed along the inverted limb of Berisal syncline and Glishorn antiform (Fig. 8).

(3) The brittle deformation event postdates the ductile strain and indicates a sinistral movement along the Simplon line.

The first point does not match Mancktelow's model. The ductile strain is developed both in the upper and lower Pennine unit and increases abruptly at the contact between these two units. Consequently, an alternative strain model is proposed (Fig. 10). Our model emphasizes that if the Simplon line obviously truncates structures as foliation planes in the upper Pennine unit, this deformation is only brittle and does not correspond to the shearing revealed by the ductile strain and corresponding to a southwestward displacement of the upper units. Also, the ductile strain described in this paper decreases abruptly to the east of the Simplon zone in the Monte Leone area. In this area, the first deformation event in the amphibolite facies is the most obvious and the second one can only be observed from localized shear zones (Merle et al., 1986).

The second point is clearly an important chronological one. Although the foliation plane is very steep in Berisal and Glishorn back-folds, the stretching lineation remains almost horizontal and the sense of shearing is systematically reversed on the overturned limb. Folded foliation (Figs. 2 and 5c) also indicates that the back-folding event postdates the ductile strain recorded in the field. In other words, back-folds whose axes are nearly parallel to the previous stretching lineation are responsible for the reversed sense of shearing observed in the field. The questions are now the following:

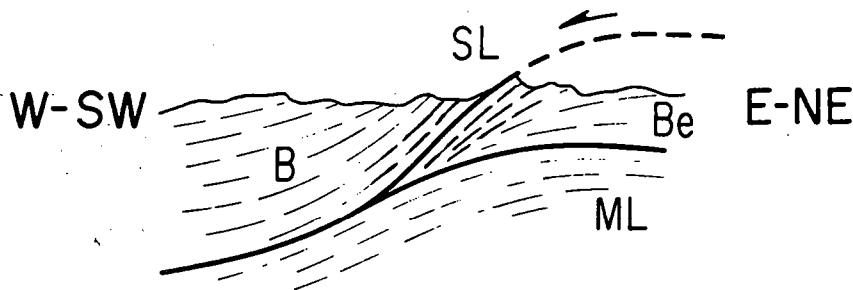


Fig. 10. Foliation trajectories corresponding to the ductile strain recorded in the field. The deformation is considered as a shear zone with strain increase along the Simplon line related to the SW termination of the Berisal basement nappe (compare with fig. 3 in Mancktelow, 1985).

(1) Why is there a discordance between the upper and lower Pennine units?

(2) Why has the Bernhard nappe not been folded during the back-folding event?

It has been shown that the discordance cannot be related to the ductile strain as it was in Mancktelow's model. On the other hand, the geological map shows that the Simplon fault corresponds to the southwest termination of the Berisal nappe. Indeed, the Bernhard basement nappe whose emplacement predates the Berisal syncline is lying upon both the Berisal and the Monte Leone nappes. We believe that the triple junction of the three basement nappes (i.e. the Monte

Leone, Berisal and Bernhard nappes) corresponds to an important heterogeneity which explains why the Berisal syncline terminates in this area. On the other hand, the area studied also corresponds to the termination of the Glishorn antiform (Figs. 1 and 3). It is likely that this termination is also related to the termination of the main back fold (i.e. the Berisal syncline). A reasonable explanation to interpret the main features described above is to associate the back-folding episode and the brittle deformation event observed along the Simplon line. It is perfectly clear that the western termination of the Berisal syncline must be associated with a sinistral strike-slip component in order

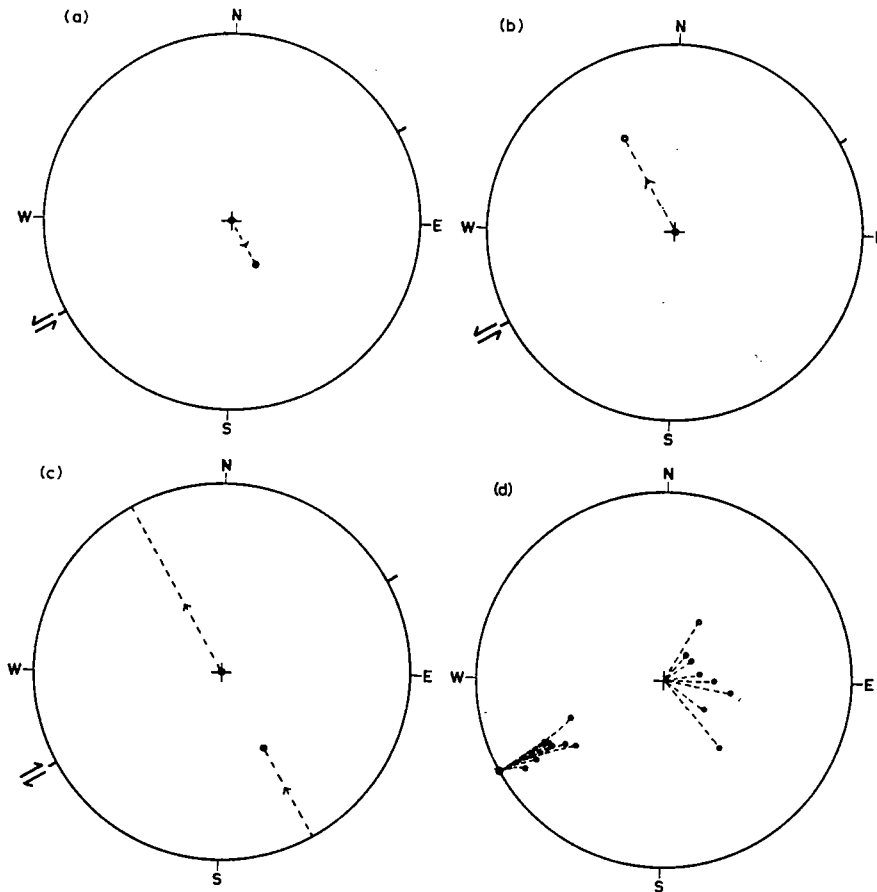


Fig. 11. Schematic stereogram illustrating the inferred path of the stretching lineation during the back-folding episode. $\circ$ = pole to foliation plane, $\bullet$ = stretching lineation. Data are plotted in lower hemisphere projection and the plane of the diagram is horizontal. Sinistral and dextral senses of shear arrow relate to overthrusting towards the SW and the NE, respectively. a. Path of the foliation plane in the normal limb of the Berisal syncline; no change in stretching direction. b. Path of the foliation plane in the Bernhard unit; no change in stretching direction. c. Path of the foliation plane in the overturned limb of the Berisal syncline; no change in stretching direction but reversed sense of shearing. d. Sketch of the possible path of the foliation and stretching lineation at the termination of the Berisal syncline; the rotation axis corresponds to the actual horizontal in the foliation plane.

to allow the horizontal shortening at the east of the Simplon line (i.e. to allow the relative displacement due to the lack of back-folding at the west of the Simplon line).

This back-folding event can then be sketched as follows: when the Berisal syncline and Glishorn antiform developed, the Bernhard nappe lying upon the Berisal nappe was lifted up and glided slightly towards the south, the contact between the two units acting as a normal sinistral fault. The relative southwards displacement of the upper Pennine unit during the back-folding event explains both the discordance between the Berisal and Bernhard nappes (i.e. the Simplon fault) and the concordance between the Bernhard and Monte Leone nappes to the north of the study area.

If we consider the effect of this back-folding event on the direction of previous stretching lineations, no significant perturbations occur, except a reversed sense of shearing on the overturned limb of the two back folds (Fig. 11).

Conclusions

The Simplon line has suffered two deformation events, both of which can be related to the south-west termination of the Berisal basement nappe in the area we studied.

The first deformational event is a ductile one which corresponds to a major shear zone. The strain pattern indicates a displacement of the upper units towards the west-southwest, perpendicular to the line (Fig. 10). The ductile strain is recorded in both the upper and lower Pennine units with a considerable increase along the Simplon line. This strain localization is due to the triple junction of the three basement nappes (the Monte Leone, Berisal and Bernhard nappes). All linear markers such as fold axes (e.g. Hübschhorn fold axis) or earlier stretching lineations (e.g., deformation event in amphibolite facies) are reoriented parallel to the mapped stretching lineation so that the principal directions of an earlier strain cannot be recognized in the area we studied.

The second deformational event is a brittle one in which displacements along a normal and sinistral fault produce a relative southward movement of the upper Pennine units during the back-

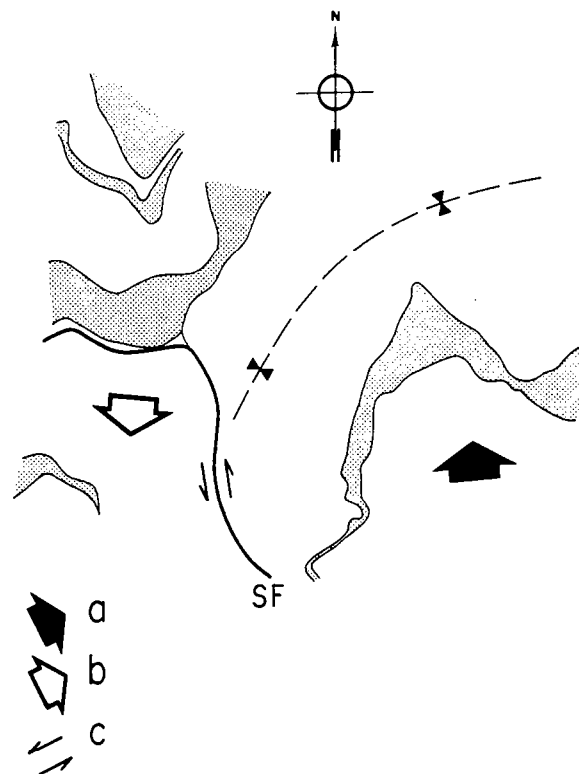


Fig. 12. Schematic map of the brittle deformation event along the Simplon line. *a*—direction of horizontal shortening associated with the Berisal syncline and Glishorn antiform; *b*—relative southwards displacement of the Upper Pennine unit; *c*—sinistral component of movement between upper and lower Pennine units.

folding of the lower units. This movement corresponds to a left-lateral strike-slip movement parallel to the Simplon line and is contemporaneous with the back-folding event which Milnes et al. (1981) assign to the Mischabel phase. Indeed, the Simplon fault does not truncate the Berisal syncline. It must be considered as a brittle fault located at the southwest termination of the Berisal syncline and whose main movement results from the north-south horizontal shortening during this back-folding event (Fig. 12).

Acknowledgements

We are indebted to our colleague Denis Gapais for critically reading the manuscript and his help in quartz-fabric interpretation.

References

- Bearth, P., 1956. Geologische Beobachtungen im Grenzgebiet der lepontinischen und penninischen Alpen. *Eclogae Geol. Helv.*, 49: 279–290.
- Bouchez, J.L., 1978. Preferred orientations of quartz (*a*) axes in some tectonites: kinematic inferences. *Tectonophysics*, 49: T25–T30.
- Caby, R., Kienast, J.R. and Saliot, P., 1978. Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales. *Rev. Géogr. Géol. Dynam.*, 20: 307–322.
- Choukroune, P., Ballèvre, M., Cobbold, P., Gautier, Y., Merle, O. and Vuichard, J.P., 1986. Deformation and motion in the western Alpine arc. *Tectonics*, 5(2): 215–226.
- Gapais, D., 1979. Déformation progressive d'un quartzite dans une zone plissée (segment hercynien de Bretagne centrale). *Bull. Mineral.*, 102: 249–264.
- Huber, M., Ramsay, J. and Simpson, C., 1980. Deformation in the Maggia and Antigorio Nappes, Lepontine Alps. *Eclogae Geol. Helv.*, 73 (2): 593–606.
- Hunziker, J.C., 1970. Polymetamorphism in the Monte Rosa, Western Alps. *Eclogae Geol. Helv.*, 63: 151–161.
- Jäger, E., 1984. Detailed history of tectonic movements in the Alps determined by cooling ages of minerals. *Ann. Geophys.*, 2(2): 165–168.
- Mancktelow, N., 1985. The Simplon line: a major displacement zone in the western Lepontine Alps. *Eclogae Geol. Helv.*, 78(1): 73–96.
- Merle, O., 1987. Histoire de la déformation dans les Alpes lepontines occidentales (Alpes centrales). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, III(1): 183–190.
- Merle, O., Le Gal, Ph. and Mancel, P., 1986. Déformation et métamorphisme dans la région du Simplon (Alpes centrales). *Eclogae Geol. Helv.*, 79(3): 705–718.
- Milnes, A.G., 1974. Post-nappe folding in the Western Alps. *Eclogae Geol. Helv.*, 67(2): 333–348.
- Milnes, A.G., Grellier, M. and Müller, R., 1981. Sequence and style of major post-nappe structures, Simplon Pennine Alps. *J. Struct. Géol.*, 3(4): 411–420.
- Niggli, E., 1970. Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbildung. *Fortschr. Mineral.*, 47: 16–26.
- Ramsay, J.G., 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, New York.
- Ramsay, J.G., 1981. Tectonics of the Helvetic nappes. In: *Thrust and Nappe Tectonics*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 9: 293–309.
- Simpson, C., 1982. The structure of the northern lobe of the Maggia nappe, Ticino, Switzerland. *Eclogae Geol. Helv.*, 75(3): 495–516.
- Steck, A., 1984. Structures et déformations tertiaires dans les Alpes centrales. *Eclogae Geol. Helv.*, 77(1): 55–100.
- Steck, A., Ramsay, J.G., Milnes, A.G. and Burri, M., 1979. Compte-rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse et la Société Suisse de Minéralogie et Pétrographie en Valais et en Italie Nord du 2 au 5 octobre 1975. *Eclogae Geol. Helv.*, 72(1): 287–311.
- Trümpy, R., 1980. An outline of the geology of Switzerland. 26th Int. Geol. Congr., Paris, 1980, Guide Book of Switzerland, pp. 3–104.
- Wagner, G.A., Reimer, G.M. and Jäger, E., 1977. Cooling ages derived by apatite fission track, mica Rb–Sr and K–Ar dating: the uplift and cooling history of the central Alps. *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova*, 30.

ANNEXE 12

Eclogae geol. Helv.	Vol. 79	Nr. 3	Pages 705-718	Bâle, novembre 1986
---------------------	---------	-------	---------------	---------------------

Publié avec l'aimable autorisation de
la Société Géologique Suisse.

Déformation et métamorphisme dans la région du Simplon (Alpes Centrales)

Par OLIVIER MERLE, PHILIPPE LE GAL et PATRICK MANCÉL¹⁾

RÉSUMÉ

Une analyse du champ de déformation et des structures associées a été conduite conjointement avec celle du métamorphisme principal dans la région du Simplon. Trois déformations successives ont été répertoriées: la première, produite dans les conditions métamorphiques de l'amphibolite faciès, correspond au déplacement horizontal des unités supérieures vers le nord-ouest. Le grand synclinal du Monte Leone et son homologue anticlinal du Wasenhorn-Hübschhorn seraient associés à cette déformation. La seconde déformation, produite dans des conditions métamorphiques rétrogrades, correspond à des cisaillements tangentiels (ou en faille normale) correspondant au déplacement des unités supérieures vers le sud-ouest. L'intense déformation pénétrative observée le long de la ligne du Simplon est associée à ce second événement. Enfin, le classique épisode de rétroplissement («back-folding») correspond dans cette région à un troisième épisode de déformation non pénétrative.

ABSTRACT

Strain analysis of main deformational structures has been carried out in the Simplon area together with a study of metamorphism. Three superposed deformation events are described: the first one (D1) developed during the high temperature episode and corresponds to overthrusting towards the north-west. Large scale recumbent folds as Monte-Leone syncline and Wasenhorn-Hübschhorn anticline are associated with this first ductile strain (D1) recorded in the field. The second ductile deformation (D2) developed during retrograde metamorphic conditions and corresponds to horizontal shearing towards the south-west. The first deformation (D1) is completely overprinted along the Simplon line by the second deformation (D2). Lastly, the back-folding episode (Berisal syncline) postdates previous ductile D1 and D2 deformations and is associated with a normal brittle faulting along the Simplon line.

Introduction

Le domaine pennique des Alpes centrales correspond à la croûte continentale européenne intensément déformée au tertiaire lors de la collision avec la plaque Austro-Alpine. Les Alpes lépontines occidentales sont limitées à l'ouest par la ligne du Simplon qui sépare, par un contact anormal cartographique, le domaine pennique en deux unités inférieures et supérieures (fig. 1). Les nappes de socle (orthogneiss et paragneiss paléozoïque) sont séparées les unes des autres par des bandes fines de carbonates et métapelites attribuées au mésozoïque et qui constituaient la couverture de la marge continentale européenne.

L'objectif de cet article est d'analyser en détail la déformation interne et les méga-structures associées dans la région du Simplon ainsi que les conditions Pression-Tempé-

¹⁾ Institut de Géologie, avenue du Général Leclerc, 35042 Rennes, France.

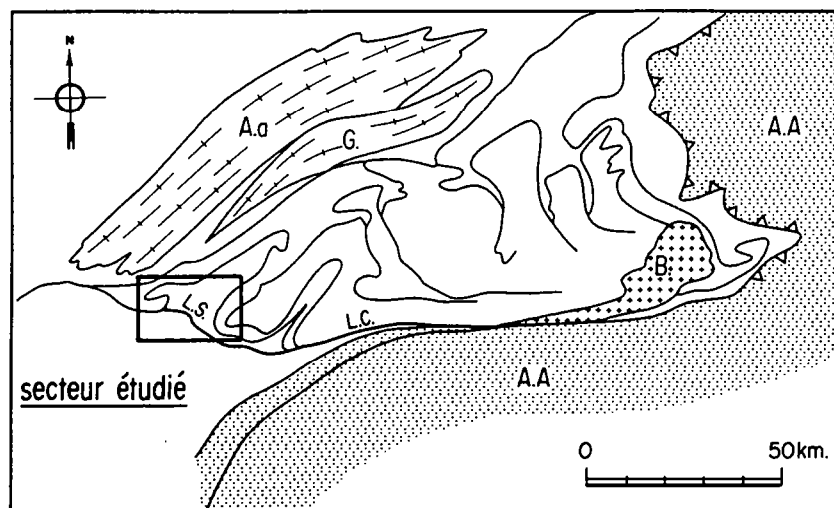


Fig. 1. Carte schématique des Alpes centrales et localisation du secteur étudié.

rature des déformations successives. Cette étude permet d'établir les relations structurales entre les déformations superposées de la zone pennique et le fonctionnement de la ligne du Simplon, en passant par l'étude conjointe de la carte et des coupes géologiques, du champ de déformation et des paragenèses métamorphiques.

Structures cartographiques

La carte géologique, levée sur le terrain, est peu différente des cartes antérieures quant au tracé des bandes de mésozoïque séparant les nappes de socle (SCHMIDT & PREISWERK 1908, BEARTH 1972, MILNES 1974) (fig. 2).

Les différentes coupes géologiques (fig. 3) permettent d'apprécier l'architecture des différentes unités étudiées sur le terrain. Les structures sont dominées par des plis d'échelle kilométrique affectant le pennique supérieur et les nappes sommitales (Monte Leone et Berisal) du pennique inférieur tandis que les nappes basales du pennique inférieur (Antigorio et Lebendun) sont indemnes de ces déformations. Ces plis sont à séparer en deux groupes: d'une part des plis isoclinaux à plans axiaux horizontaux d'axe E-W, d'autre part des plis plus ouverts à plans axiaux raides d'axe moyen N 60 déversés vers le sud-est. La célèbre charnière synclinale du Monte Leone²⁾ et son homologue anticlinal du Hübschhorn et du Wasenhorn appartiennent au premier groupe tandis que le synforme de Berisal, l'antiforme du Glishorn et les plis plus petits du Rebbio constituent le second groupe (fig. 3). Ce second groupe correspond au rétroplissement («Back-folding») classiquement décrit dans les Alpes centrales (STECK et al. 1979; HUBER et al. 1980, MILNES et al. 1981, SIMPSON 1982).

²⁾ On doit à ce propos remarquer qu'au sud de cette charnière synclinale, la nappe du Monte Leone est doublée en épaisseur et qu'une structure synclinale est dessinée sur la grande falaise des Wammishörner. Cette charnière qui prolonge naturellement le synclinal du Monte Leone n'a, à notre connaissance, jamais été décrite jusqu'à présent (cf. coupe).

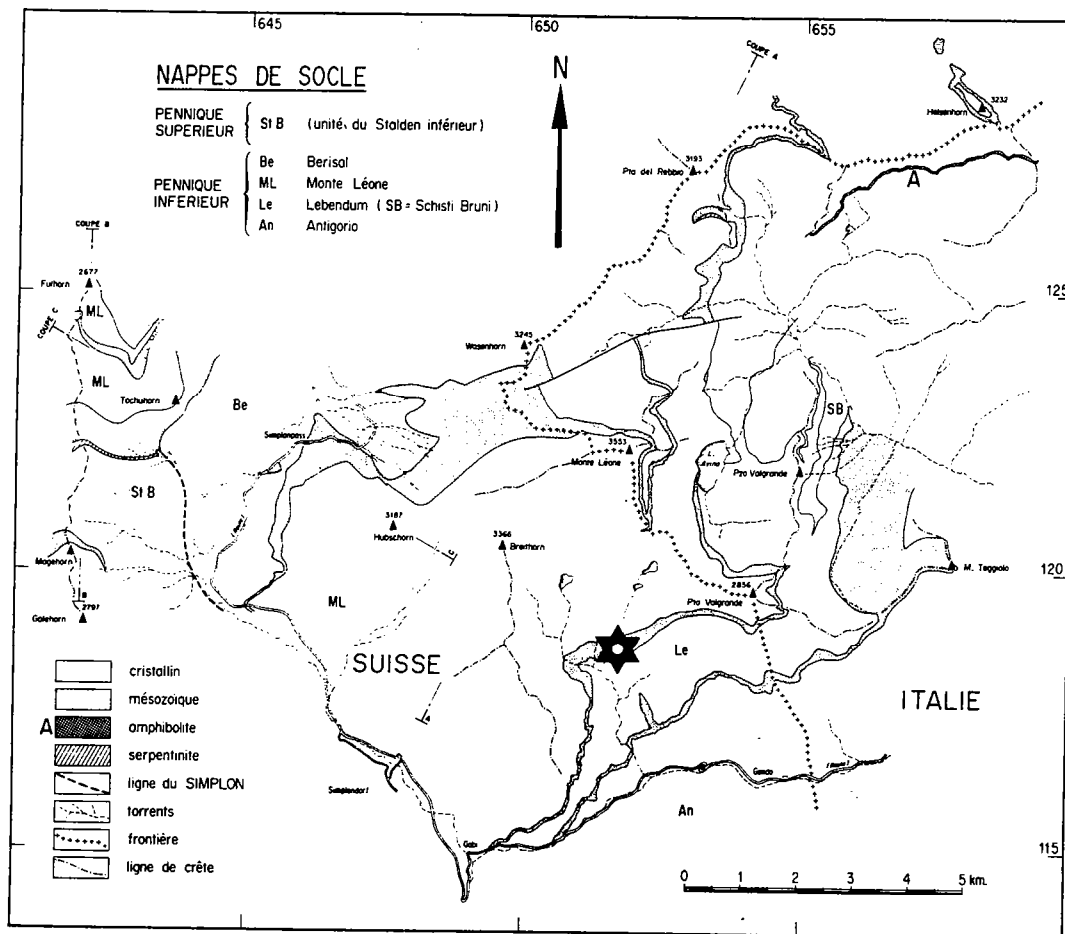


Fig. 2. Carte géologique de la région du Simplon (localisation de l'échantillon étudié par géothermomètre et géobaromètre).

En carte, la superposition de l'antiforme du Glishorn sur l'anticlinal E-W de l'Arezhorn dessine une interférence de type 2 (fig. 2 et 4) et en coupe, la structure du Hübschhorn correspond à un anticlinal basculé en position de synforme au moment de la formation du synclinal de Berisal. Les plis du premier groupe sont donc déformés par les plis du second groupe, établissant ainsi une chronologie des plissements kilométriques en deux épisodes distincts.

Champ de déformation finie

Comme dans l'ensemble des Alpes Léopontines occidentales (STECK 1984, MERLE, sous presse), deux champs superposés de déformation finie ont été observés sur le terrain. La première déformation D1 est caractérisée par une linéation d'allongement minérale de direction moyenne N 110 matérialisée par l'orientation des baguettes d'amphibole, l'allongement d'amas de biotite, ou des zones abritées autour des grenats (fig. 5). La présence

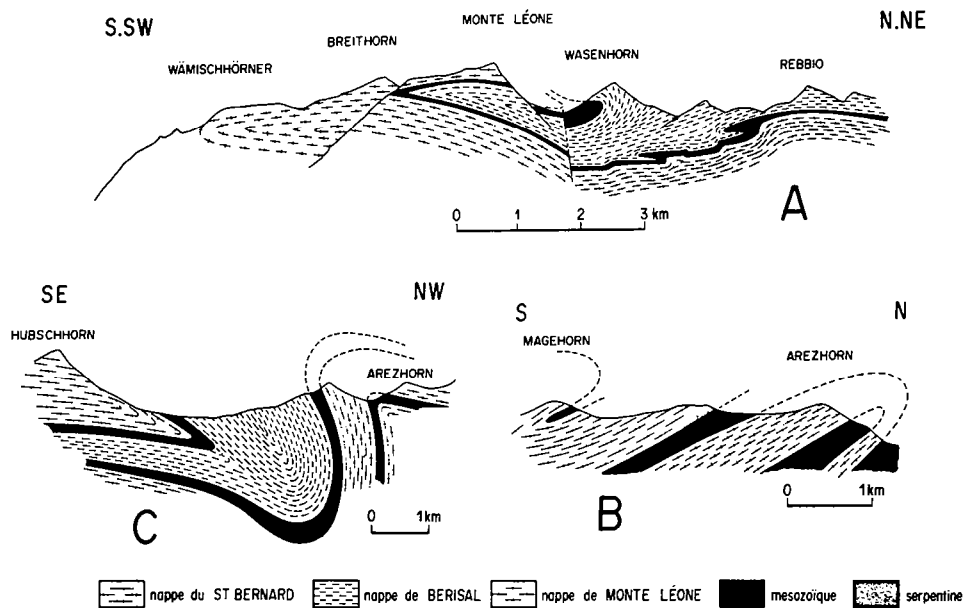


Fig. 3. Coupes géologiques (localisation des coupes sur la fig. 2). Sur la coupe C, l'antiforme du Hübschhorn est antérieur au synclinal de Berisal et son plan axial replissé par ce dernier.

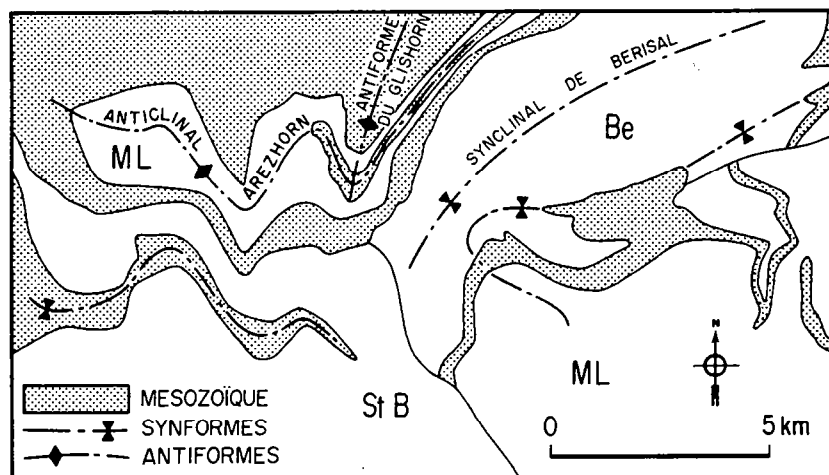


Fig. 4. Trace des plans axiaux des plis kilométriques affectant les nappes de socles (d'après MILNES & MÜLLER dans TRÜMPY 1980).

de critères de cisaillement, visible autant sur le terrain qu'en lame mince, associés à une foliation subplate indique un déplacement des unités supérieures vers le nord-ouest par rapport aux unités inférieures.

La seconde déformation D2 est caractérisée par une linéation d'étirement L2 de direction moyenne N 60 matérialisée par un étirement macroscopique de la roche (fig. 6).

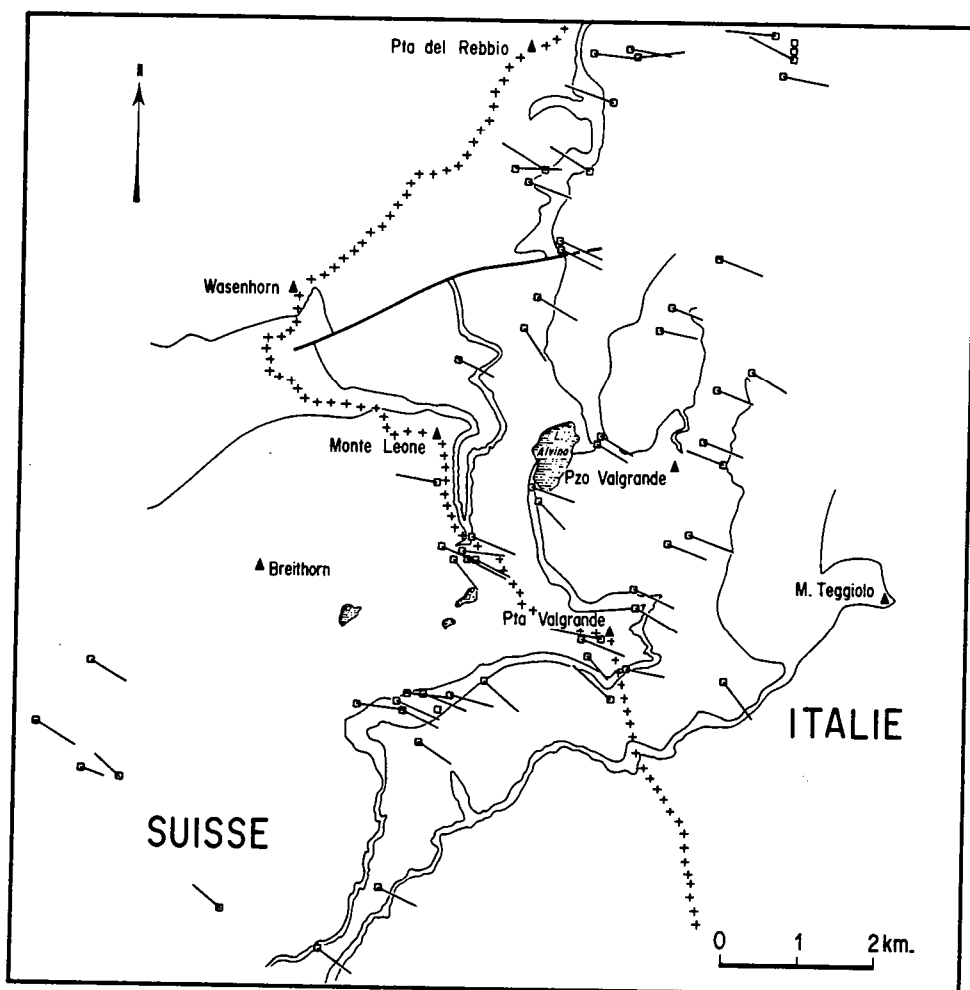


Fig. 5. Linéations d'étirement du champ de déformation D1. La longueur des traits est inversement proportionnelle au plongement de la linéation (la mesure se trouve au centre du carré). La plupart des linéations sont subhorizontales, les plongements n'excédant jamais 20° (traits courts).

Des critères de cisaillement, omniprésents sur le terrain, indiquent que cette déformation D2 correspond à un déplacement des unités supérieures vers le sud-ouest par rapport aux unités inférieures (pour une description plus complète de ces deux champs de déformation à l'échelle des Alpes Léopontines occidentales: cf. MERLE, sous presse).

Cette seconde déformation D2 s'exprime le plus souvent par des bandes de cisaillement qui recoupent la schistosité antérieure en association avec des plissements et des transpositions de cette dernière en une nouvelle foliation également plate (fig. 7b). Cependant, il est également fréquent que la foliation formée au cours de la déformation D1 soit réutilisée au cours de cet épisode D2 si bien que l'on peut observer, sur le même plan d'aplatissement, la linéation L1 plissée dans ce plan et la linéation L2 superposée de

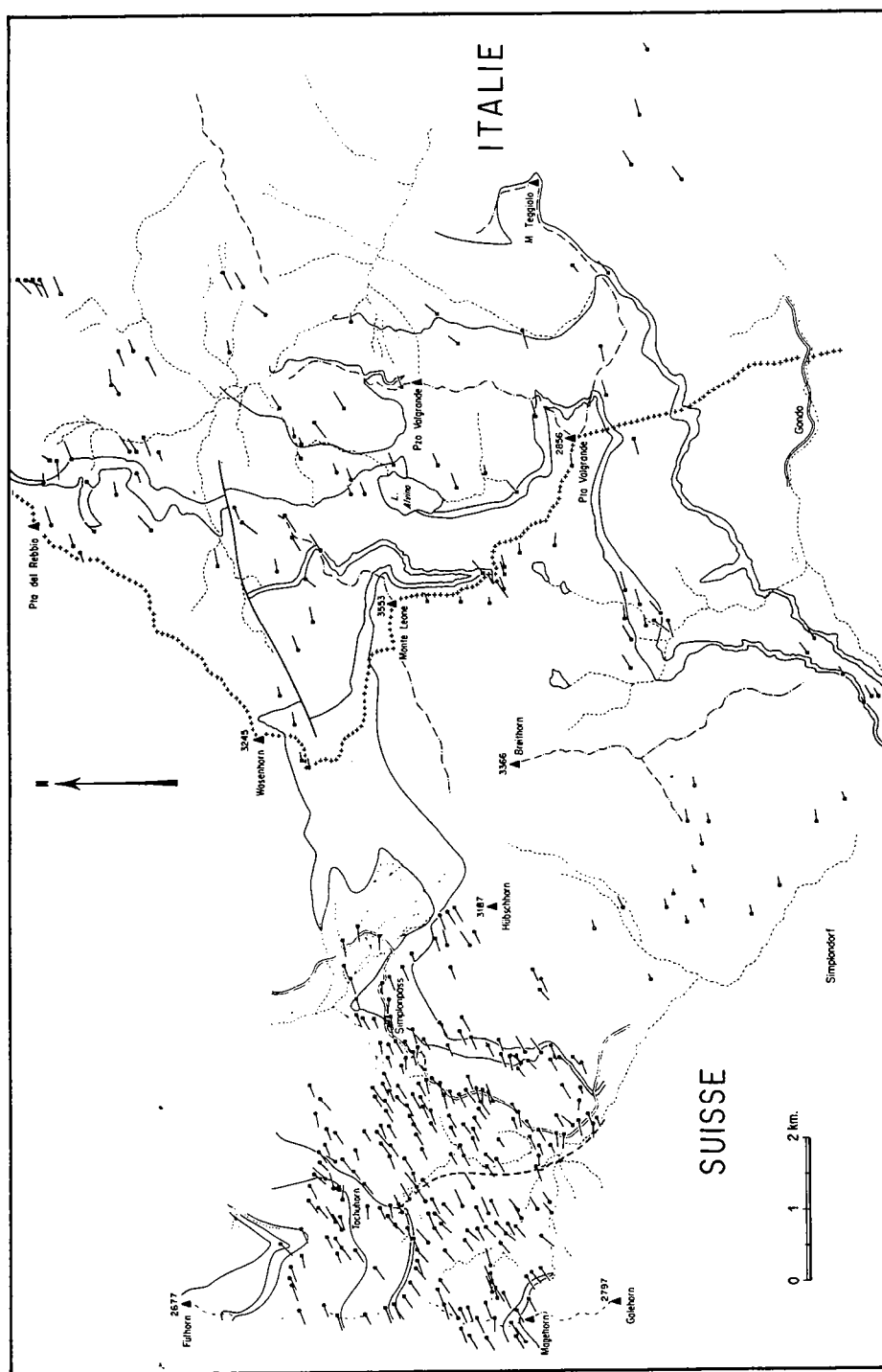


Fig. 6. Linéation d'éirement du champ d'éirement D2. L'hétérogénéité des mesures est liée d'une part à l'oblitération de la déformation D1 dans le secteur du col du Simplon et d'autre part, à la plus grande difficulté d'accès de la partie est (glacier et plusieurs sommets à plus de 3000 m). Pour les plongements des linéations voir figure 5.

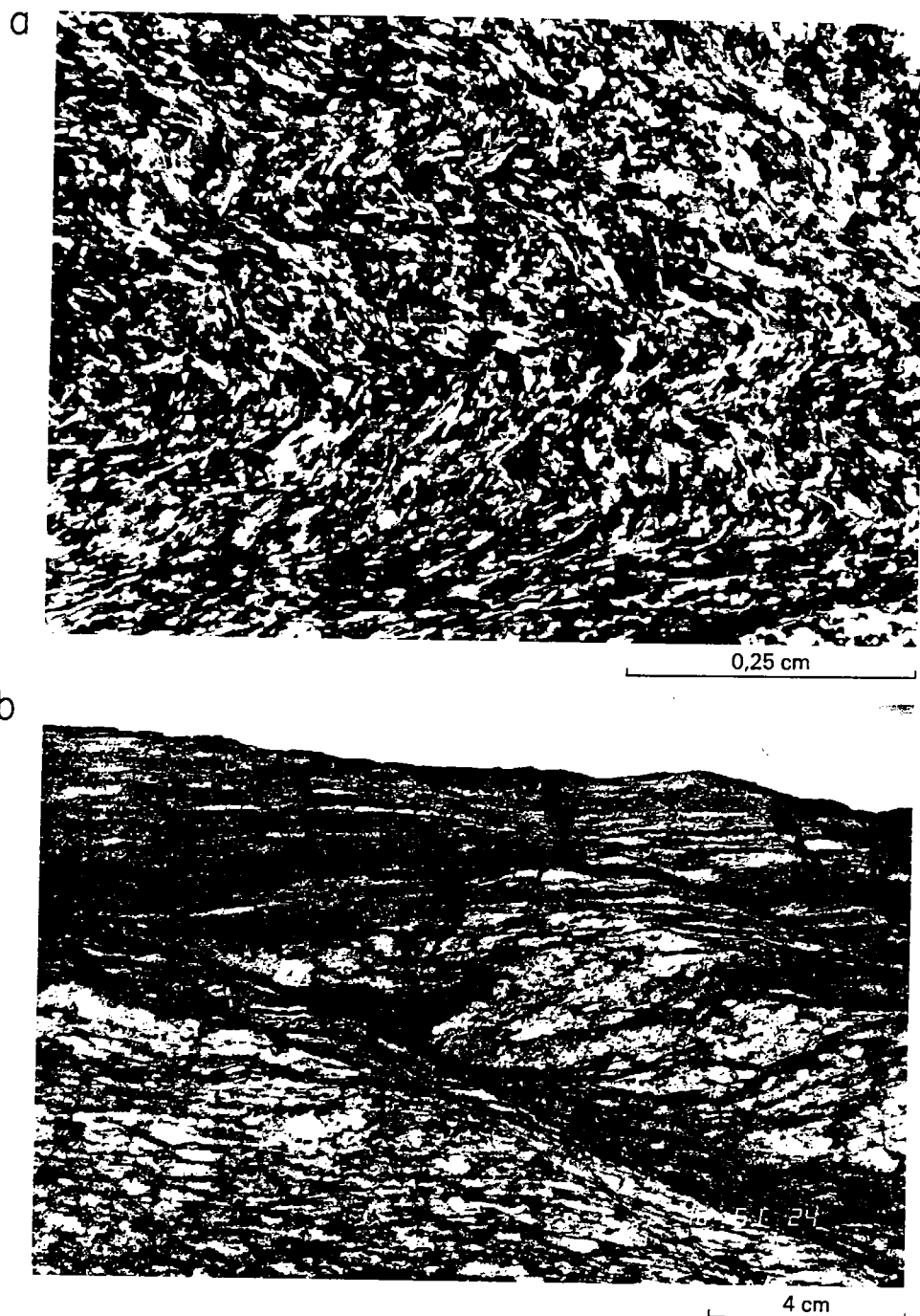


Fig. 7. a): Crénulation dans un niveau phylliteux à la charnière du synclinal du Monde Leone. b): Bande de cisaillement D2 (en sombre) recoupant et plissant la foliation D1 antérieure, paragneiss de la nappe du Monte Leone sous le Mésozoïque du Helsenhorn.

direction constante. De très beaux exemples de ce second cas sont visibles sur les grandes surfaces plates du Paso di Boccareccio.

A l'approche de la ligne du Simplon (BEARTH 1956), la seconde déformation s'intensifie considérablement jusqu'à oblitération totale de la déformation D1. Cette déformation D2 correspond alors à la phase du Simplon décrite par MANCKTELOW (1985) le long de la ligne. A ce niveau, toutes les structures linéaires (e.g. linéation L1, axes de plis ...) sont orientées suivant la linéation L2 et la ligne du Simplon est jalonnée de mylonite D2 indiquant un cisaillement très intense vers l'WSW (MANCEL & MERLE, sous presse). L'oblitération de la déformation D1 dans ce secteur permet d'étudier en détail la déformation D2. En particulier, l'orientation des axes $\langle a \rangle$ du Quartz montre clairement par la dissymétrie des deux maxima le sens de cisaillement pour chaque stéréogramme. On remarque alors que cette dissymétrie par rapport aux axes principaux de la déformation (X et Z) et l'orientation spatiale de chaque stéréogramme confirme un cisaillement horizontal correspondant au déplacement vers le sud-ouest des unités supérieures par rapport aux unités inférieures (fig. 8). Cependant, le sens de cisaillement régional de cette déformation D2 est perturbé sur les flancs inverses des plis de rétroplissement (synforme de Berisal et antiforme du Glishorn). Sur ces flancs inverses, le sens de cisaillement donné par les critères de terrain correspond à un déplacement des unités supérieures vers le nord-est, ce qui est confirmé par la dissymétrie des deux maxima d'axes $\langle a \rangle$ du quartz visible sur la figure 8 pour les échantillons prélevés sur les flancs inverses de ces deux plis kilométriques de rétroplissement. Cette observation est d'une importance capitale pour comprendre l'histoire des déformations dans la région du Simplon.

Mégastructures et déformation D1-D2

La reconnaissance sur le terrain de deux déformations pénétratives superposées (D1 puis D2) pose le problème de la relation chronologique entre les mégastructures observées et ces deux déformations.

Plis d'axe N 110

La charnière synclinale du Monte Leone et l'anticlinal du Hübschhorn-Wasenhorn ont été particulièrement examinés pour étudier l'âge et le mécanisme de formation des plis isoclinaux d'axe N 110 déversés vers le nord.

Il s'agit de plis semblables (fig. 9) qui plissent la foliation D1 parallèle à la limite entre les nappes de Berisal et de Monte Leone. En lame mince comme sur le terrain, on observe une faible schistosité de plan axial au niveau des deux méga-charnières correspondant à une schistosité de crénulation dans les niveaux phylliteux (fig. 7a) et à la néoformation de biotite dans les niveaux gneissiques. La présence de biotite, plan axial du pli, témoigne d'une température au moins égale à 350–400 °C au moment de sa formation. La linéation d'allongement minérale L1 est rigoureusement parallèle aux axes des plis et les critères de cisaillement vers le nord-ouest sont fréquemment perturbés sur le flanc inverse de la structure Monte Leone-Wasenhorn. Par contre, les bandes de cisaillement associées à la déformation D2 recoupent indifféremment le flanc inverse et normal de cette structure, montrant clairement que D2 est postérieur à sa formation.

L'ensemble de ces caractéristiques géométriques semble indiquer que cette structure, contemporaine d'une forte déformation à haute température, s'est formée pendant la

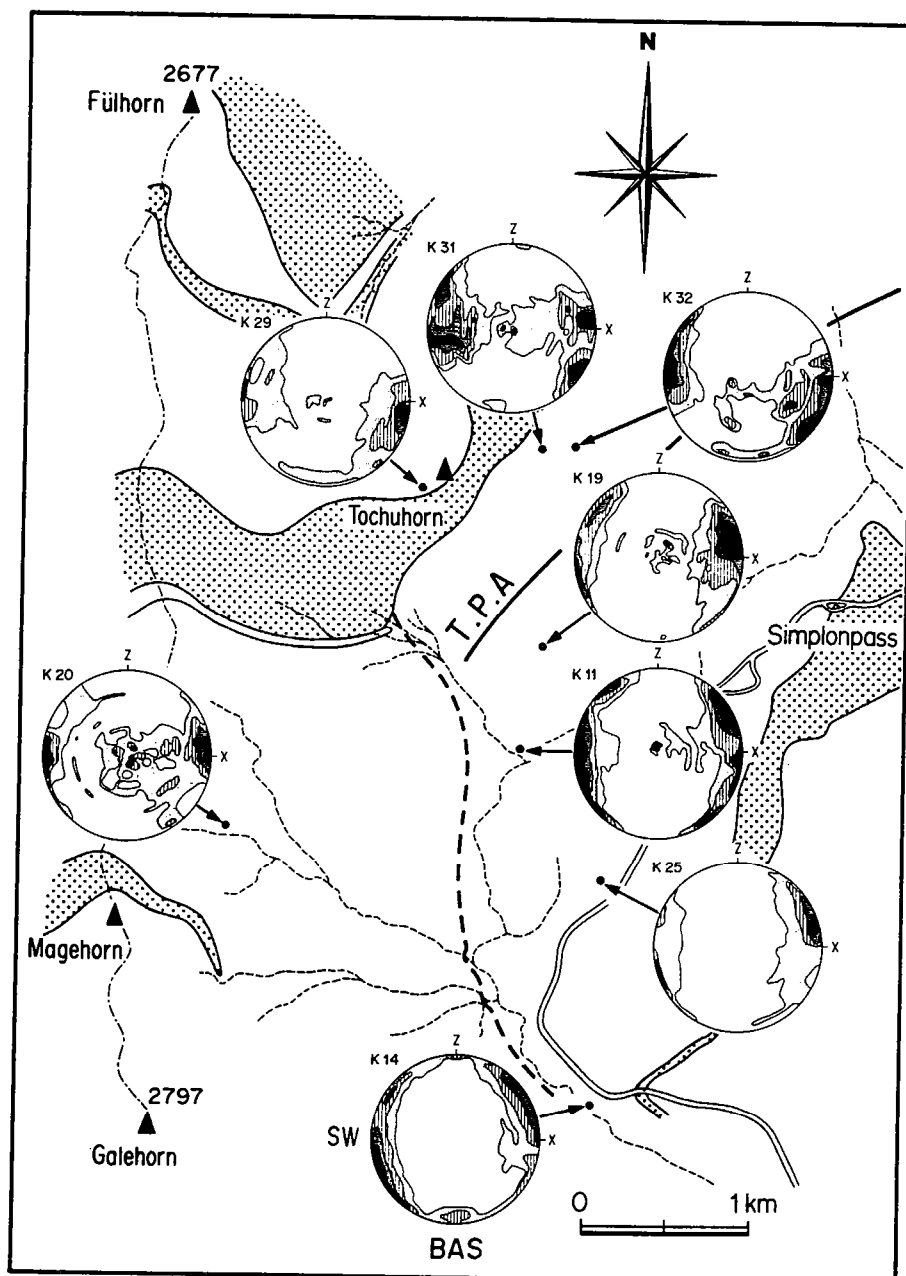


Fig. 8. Stéréogramme des axes $\langle a \rangle$ du quartz à proximité de la ligne du Simplon. La dissymétrie des deux maxima par rapport aux axes principaux de la déformation (X et Z) et l'orientation spatiale des stéréogrammes (SW et bas) confirme le sens du cisaillement régional de la déformation D2. Seuls les échantillons K 29, K 31 et K 32 prélevés sur les flancs inverses du synforme de Berisal et du synforme du Glishorn indiquent un sens de cisaillement inverse (dextre sur les stéréogrammes). T.P.A. = trace du plan axial du synclinal de Berisal.

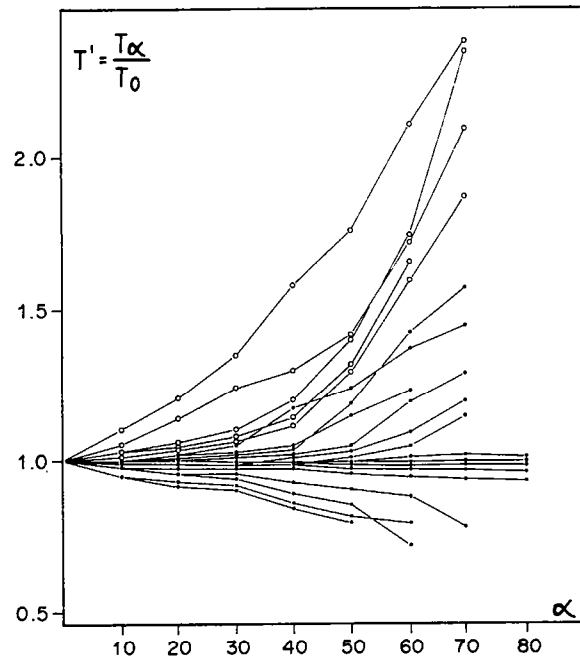


Fig. 9. Classification des plis du Monte Leone (●) et du Rebbio par la méthode $T'\alpha$ (RAMSAY 1967, p. 361). Les plis du Monte Leone (●) sont proches de la classe 2 (semblables) tandis que ceux du Rebbio (○) se rapprochent de la classe 1b (isopaque). Les mesures ont été faites d'après photographies de plis observables dans des paragneiss de lithologie comparable.

déformation D1 et que son axe s'est réorienté (ou formé directement?) parallèlement à la direction de la linéation d'étirement L1.

Si l'on considère que cette structure n'affecte que le contact entre les nappes de Monte Leone et de Berisal et que les nappes sous-jacentes ne sont pas plissées, il devient possible de formuler l'hypothèse de plis se formant en aval d'une hétérogénéité majeure (l'orthogneiss de la nappe d'Antigorio) au moment où les nappes sommitales (Monte Leone–Berisal–pennique supérieur) la dépassent en se déplaçant le long d'un niveau particulièrement ductile (Mésozoïque–nappe de Lebendun). Ces plissements s'apparenteraient alors aux plis formés par amplification purement cinématique à la suite de la perturbation des lignes de courant créée par un obstacle, plis qui ont été analysés par HUDLESTON (1977) dans les glaciers et reproduit en laboratoire par des modélisations analogiques (MERLE 1982) (fig. 10).



Fig. 10. Plissement cinématique en aval d'un obstacle. a: modélisation expérimentale (MERLE 1982). Plissement dans de la silicone stratifiée sans contraste de viscosité fluant par-dessus un obstacle de plasticine. b: analogies avec les nappes de Berisal et Monte Leone dépassant l'orthogneiss d'Antigorio.

La réponse à l'alternative entre des axes réorientés dans la direction de l'étirement ou formés directement dans cette direction est incertaine. Les modalités du plissement cinématique sont en effet directement liées au cylindrisme de l'hétérogénéité à l'origine du plissement et il est délicat de faire trop d'hypothèses sur la forme en trois dimensions de l'orthogneiss d'Antigorio.

Rétroplissement

L'âge relatif du synforme de Berisal et de l'antiforme du Glishorn par rapport aux déformations pénétratives est plus aisé à déterminer puisqu'il a déjà été signalé que ces plis reprenaient les microstructures de la déformation D2 (inversion du sens de cisaillement régional de l'épisode D2, cf. fig. 8). Ils apparaissent donc clairement postérieurs à la déformation D2 et représentent une troisième déformation D3 non pénétrative. Plusieurs arguments, détaillés dans un article récent (MANCIEL & MERLE, sous presse), indiquent que la formation du synclinal de Berisal dont la terminaison correspond à la ligne du Simplon s'est accompagnée du jeu en faille normale décrochante senestre de celle-ci. Ce déplacement senestre s'effectue par une déformation non ductile et se signale sur le terrain par des plans de failles, des cristallisations de quartz et de chlorite sur des plans de mouvement et de petites bandes de cisaillement qui découpent la foliation sans affecter la fabrique antérieure. Il est logique d'attribuer à ce dernier épisode le décalage senestre de l'isograde de l'anorthite 17 le long de la ligne du Simplon.

Métamorphisme

L'étude du métamorphisme et des conditions pression-température ont été principalement réalisées dans les niveaux du Mésozoïque, seules roches à présenter des paragenèses minérales appartenant indubitablement à l'histoire métamorphique alpine. Le secteur étudié est essentiellement situé à l'est de l'isograde de l'anorthite 17 dont le tracé correspond à la ligne du Simplon, c'est-à-dire que le métamorphisme a été abordé dans le secteur où les deux déformations (D1 et D2) superposées sont bien visibles.

Selon le chimisme de la roche, trois associations minéralogiques sont rencontrées:

- Quartz-muscovite-disthène-biotite-grenat-staurotide-plagioclase ($An \gg 17$)
- Quartz-muscovite-amphibole-biotite-grenat-plagioclase ($An \gg 17$)
- Quartz-muscovite-calcite-plagioclase ($An \gg 17$)

La plupart de ces minéraux (en particulier les amphiboles et les biotites) marquant la linéation orientée N 110, il apparaît clairement que la déformation D1 est synchrone des paragenèses métamorphiques stables de l'amphibolite faciès.

Pour préciser les conditions pression-température de cet événement majeur, l'utilisation de géothermomètre et de géobaromètre a été réalisée par l'un d'entre nous (Ph. Le Gal). Ces méthodes nécessitent d'abord une étude à la microsonde pour connaître la composition chimique (% oxyde) des minéraux stables en lame mince.

La température a été évaluée par la méthode de FERRY & SPEAR (1978) fondée sur le partage des ions Fe^{++} et Mg^{++} entre grenat et biotite à l'équilibre. La pression a été évaluée par la méthode de NEWTON & HUSELTON (1981) fondée sur le couple grenat-plagioclase. Les diverses conditions de validité de ces deux méthodes ont été testées pour les divers échantillons analysés et seuls ceux dont les tests ont été jugés satisfaisants ont été retenus.

GEOIHERMOMETRE GRENAT - BIOTITE

MATRICE		Pression = 7,6 Kbars					Ln Kd	Température °C
couple	% pds Fe BIO	% pds Mg BIO	% pds Fe GA	% pdsMg GA	Kd			
BIO2 - GA3	0.1559	0.1315	0.2883	0.0450	0.185	-1.687	602	
BIO4 - GA 5	0.1496	0.1314	0.2821	0.0473	0.191	-1.656	607	
BIO6 - GA7	0.1509	0.1290	0.2799	0.0462	0.193	-1.645	613	
BIO10 - GA9	0.1449	0.1274	0.2905	0.0456	0.179	-1.723	589	
BIO75 - GA74	0.1570	0.1356	0.2843	0.0457	0.186	-1.681	604	

INCLUSION DANS GRENAT		Pression estimée : 5 Kbars					
couple	% pds Fe BIO	% pds Mg BIO	% pds Fe GA	% pds Mg GA	Kd	Ln Kd	Température °C
BIO87 - GA93	0.1389	0.1378	0.2987	0.0426	0.144	-1.94	511
BIO88 - GA93	0.1427	0.1360	0.2987	0.0426	0.150	-1.89	523

avec pression estimée à 7 Kbars on aurait :

couple	Température °C
BIO87 - GA93	519
BIO88 - GA93	530

GEOBAROMETRE GRENAT PLAGIOCLASE

MATRICE UNIQUEMENT		température = 600°C						
couple	Xan PLAGIO	activité An PL	Xpy GA	Xalm GA	Xgr GA	activité gr	$\Delta V_{\text{réaction}}$	pression (Kbars)
PL73 - GA74	0.62	0.783	0.175	0.611	0.163	0.190	62.601	7.57
PL77 - GA76	0.652	0.787	0.175	0.616	0.168	0.197	62.705	7.67

Fig. 11. Détail des analyses à la microsonde nécessaires pour l'obtention de la température par la méthode de FERRY & SPEAR (1978) et l'obtention de la pression par la méthode de NEWTON & HUSELTON (1981).

Ces géothermomètre et géobaromètre donnent deux équations à deux inconnues (P et T); le système est donc entièrement déterminé. La température et la pression ont été calculées sur un micaschiste à grenat trouvé dans le Mésozoïque situé au contact entre les nappes de Lebendun et de Monte Leone (localisation sur la fig. 1). La température calculée est de $600^{\circ}\text{C} \pm 50^{\circ}\text{C}$ et la pression de $7,6 \text{ kbar} \pm 0,8 \text{ kbar}$ (fig. 11), résultats proches de ceux obtenus par l'étude des réactions métamorphiques dans ce secteur ($T = 520\text{--}630^{\circ}\text{C}$, $P = 6\text{--}7,8 \text{ kb}$, FRANK 1983).

Au même endroit, des inclusions dans le grenat de margarite, zoisite, chloritoïde (+ biotite et staurotite) indiquent que des réactions progressives ont éliminé ces phases du présent assemblage à l'équilibre. La localisation et la composition des inclusions dans le grenat permettent de reconstituer les réactions continues et discontinues successives subies par l'échantillon au cours du métamorphisme régional (LE GAL 1985). Ces réactions correspondent à des réactions métamorphiques progrades typiques des roches pélitiques. Grâce au géothermomètre grenat-biotite, deux températures successives ont pu être calculées: 450°C au cœur du grenat puis 500°C vers la bordure. Cette évolution prograde est également signalée par la zonation des plagioclases (fig. 12) dont le cœur est de l'andésine (An 40) et la bordure du Labrador (An 70). L'absence d'inclusion de plagioclase dans les grenats n'a pas permis de calculer les pressions associées à ces deux températures successives.

La relation précise entre cette histoire métamorphique prograde et la déformation D1 est délicate à établir. Cependant, il est raisonnable de considérer que les mouvements

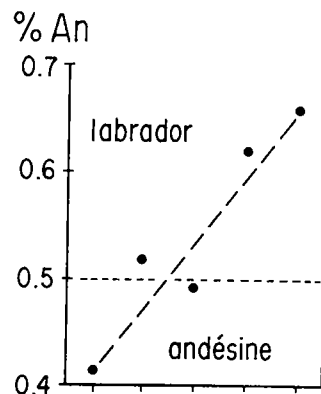


Fig. 12. La zonation des plagioclases montre l'enrichissement en calcium du cœur vers la bordure (exemple d'une analyse d'un plagioclase à la microsonde).

tangentiels vers le nord-ouest sont associés à la mise en place des nappes penniques dans ce secteur et que ces déplacements ont débuté dans des conditions thermiques plus basses. L'augmentation en température (et en pression) est en effet une des conséquences du surépaississement crustal lié à l'empilement des nappes, de sorte que les conditions pression-température de l'amphibolite faciès ne correspondent peut-être qu'aux derniers incréments de la déformation D1.

Dans toute la région, la déformation D2 correspond au trajet rétrograde du métamorphisme régional. Des chlorites (issues de la déstabilisation de biotite et d'amphibole ou cristallisées dans les zones abritées dissymétriques associées aux bandes de cisaillement D2) indiquent que cette seconde déformation est rétomorphique en faciès schiste vert. Les porphyroblastes de la déformation D1 sont clairement antérieurs aux plans de cisaillement de la seconde déformation le long desquels sont localisées des cristallisations de chlorite.

Conclusions

L'étude structurale et métamorphique de la région du Simplon met en évidence trois déformations successives dont deux pénétratives :

1. La première déformation D1 correspond à un déplacement horizontal des nappes penniques vers le nord-ouest enregistré dans les conditions pression-température de l'amphibolite faciès. Vers la fin de cette déformation, lorsque la température atteint son maximum, le passage des nappes les plus internes par dessus les nappes les plus externes s'accompagne de plissement kilométrique tel que le pli du Monte Leone-Wasenhorn.

2. La seconde déformation correspond à des cisaillements tangentiels vers le sud-ouest dans des conditions métamorphiques rétrogrades. Cette déformation devient tellement intense au niveau de la ligne du Simplon qu'elle réoriente complètement les marqueurs de la déformation D1 (linéations, axes de plis du Hübschhorn-Wasenhorn). Aucune méga-structure n'est à relier à cet événement dans la région du Simplon, ce qui n'est pas le cas dans d'autres secteurs des Alpes Léponentines occidentales (ex: pli du Wandfluhhorn, MERLE, sous presse).

3. Une troisième déformation non pénétrative correspond à la formation du synforme de Berisal et de l'antiforme du Glishorn (épisode de rétroplissement). La formation de ces plis s'accompagne d'un mouvement en faille normale décrochante senestre au contact entre le pennique supérieur et inférieur (i. e. ligne du Simplon). Cet ultime déplacement est vraisemblablement à l'origine du décalage senestre de l'isograde de l'anorthite 17 le long de la ligne du Simplon. Ce mouvement senestre s'amortit peut-être vers le sud puisqu'aucun décalage cartographique n'a encore pu être mis en évidence pour l'isograde de l'anorthite 80 qui traverse la ligne du Simplon sans perturbation notable (WENK & WENK 1984).

BIBLIOGRAPHIE

- BEARTH, P. (1956): Geologische Beobachtungen im Grenzgebiet der Lepontinischen und Penninischen Alpen. – *Eclogae geol. Helv.* 49, 279–290.
- (1972): Geologischer Atlas der Schweiz (1309, Simplon, 1:25 000). – Schweiz. geol. Komm.
- FERRY, J.M., & SPEAR, F.S. (1978): Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. – *Contr. Mineral. Petrol.* 66, 113–117.
- FRANCK, E. (1983): Alpine metamorphism of calcareous rocks along a cross-section in the central Alps: occurrence and breakdown of muscovite, margarite and paragonite. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 63, 37–93.
- HUBER, M., RAMSAY, J., & SIMPSON, C. (1980): Deformation in the Maggia and Antigorio nappes, Lepontine Alps. – *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 593–606.
- HUDLESTON, P.J. (1977): Similar folds, recumbent folds and gravity tectonics in ice and rocks. – *J. Geol.* 85, 113–122.
- LE GAL, Ph. (1985): Evolution structurale et métamorphique région du Monte Léone (Alpes Suisses). – Dipl. étude approf., Univ. Rennes.
- MANCEL, P., & MERLE, O. (paraîtra en 1987): Kinematics of the northern part of the Simplon line (Central Alps). – *Tectonophysics* (sous presse).
- MANCKTELOW, N. (1985): The Simplon line: a major displacement zone in the western Lepontine Alps. – *Eclogae geol. Helv.* 78/1, 73–96.
- MERLE, O. (1982): Cinématique et déformation de la nappe du Parpaillon (flysch à helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye, Alpes occidentales). – Thèse 3e cycle, Univ. Rennes.
- (paraîtra en 1987): Histoire de la déformation dans les Alpes Léopontines occidentales (Alpes centrales). – *Bull. Soc. géol. France* (sous presse).
- MILNES, A.G. (1974): Post-nappe folding in the western Alps. – *Eclogae geol. Helv.* 67/2, 333–348.
- MILNES, A.G., GRELLER, M., & MÜLLER, R. (1981): Sequence and style of major post-nappe structures, Simplon – Pennine Alps. – *J. struct. Geol.* 3/4, 411–420.
- NEWTON, R.C., & HASELTON, H.T. (1981): Thermodynamics of the garnet-plagioclase Al_2SiO_5 –Quartz–Geobarometer. In: NEWTON, R.C., et al. (Ed.): *Thermodynamics of mineral and melts* (p. 131–147). – Springer, Heidelberg.
- RAMSAY, J.G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. – Mc Graw Hill, New-York.
- SCHMIDT, C., & PREISWERK, H. (1908): Geologische Karte der Simplongruppe. Spezialkarte Nr. 48 mit Erläuterungen. – Schweiz. geol. Komm.
- STECK, A. (1984): Structures et déformations tertiaires dans les Alpes centrales. – *Eclogae geol. Helv.* 77/1, 55–100.
- STECK, A., RAMSAY, J.G., MILNES, A.G., & BURRI, M. (1979): Compte rendu de l'excursion de la société géologique suisse et la société suisse de minéralogie et pétrographie en Valais et en Italie du Nord du 2 au 5 octobre 1978. – *Eclogae geol. Helv.* 72/1, 287–311.
- TRÜMPY, R. (1980): *An outline of the geology of Switzerland*. – Wepf, Basel.
- WENK, E., & WENK, H.R. (1984): Distribution of plagioclase in carbonate rocks from the tertiary metamorphic belt of the central Alps. – *Bull. mineral.* 107, 357–368.

Manuscrit reçu le 17 décembre 1985

Révision acceptée le 15 août 1986

ANNEXE 13



Publié avec l'aimable autorisation de
Elsevier Science Publishers.

The building of the Central Swiss Alps: an experimental approach

OLIVIER MERLE and BERTRAND GUILLIER

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles, Université de Rennes, Campus Beaulieu, 35042 Rennes Cédex (France)

(Received July 21, 1988, revised version accepted December 1, 1988)

Abstract

Merle, O. and Guillier, B., 1989. The building of the Central Swiss Alps: an experimental approach. *Tectonophysics*, 165: 41–56.

A kinematic model explaining the building of the Central Swiss Alps is proposed from a review of various kind of data including structural, geophysical, petrological and geochronological data. The eo-Alpine event is taken into account in order to determine the thermo-mechanical evolution from the Cretaceous to the Late Tertiary. The stacking process of crustal wedges which took place during Cretaceous time has led to the formation of a thickened crust with a very low geothermal gradient (high pressure–low temperature metamorphism). This period was followed by a lull in tectonic activity during which thermal relaxation took place.

The major Tertiary deformation is thought to result from horizontal compression of a thickened crust having a geothermal gradient higher than the average. Horizontal surface forces are due to the Adriatic sub-plate acting as a rigid indenter. The model explaining the present-day structure of the Swiss Alps emphasizes vertical extrusion and horizontal intrusion of the deepest highly ductile basement units.

Several scale-model experiments have been carried out in order to test this basic kinematic idea. They display quite similar structures to those identified for the Swiss Alps. Striking features of the Swiss Alps, such as their metamorphic and uplift history, are discussed and compared with the timing of the tectonic evolution. We conclude that the general process of vertical extrusion and horizontal intrusion can possibly explain the overall structure of the Central Swiss Alps (external crystalline massifs and the Penninic zone).

Introduction

The present-day structure of the Swiss Alps is mostly the result of large scale overthrusting of slices of continental plates, derived from the European plate in the north and the Adriatic sub-plate in the south (Fig. 1) (Ampferer, 1906; Argand, 1916; Staub, 1924; Milnes, 1978; Hsü, 1979). The mountain building processes took place over about 100 Ma (Cretaceous to Late Tertiary). Little is known about the initial stage of plate collision, and much of the kinematic history in the Central Alps has been overprinted by strong tectonic events and metamorphism recorded during Tertiary times.

Assumptions are needed to unravel the history of events following the initial plate suturing, and data about the development of metamorphism, cooling patterns and tectonic deformation from the onset of collision must be treated with care. Nevertheless, the general plate tectonic setting, in conjunction with well-documented results including structural, geophysical, petrological and geochronological data, impose constraints on the history of the chain.

In this paper, we first present a review of the general history of the Swiss Alps based on the existing literature. Then, we venture several assumptions deduced from available data and present a kinematic model of Tertiary deformation to

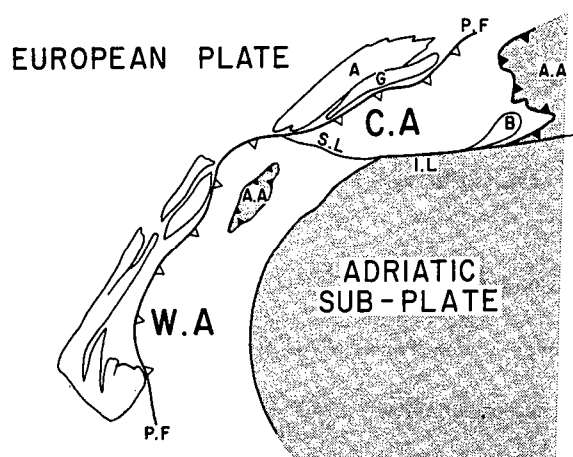


Fig. 1. Sketch map of Western Alps (WA) and Central Alps (CA). The Penninic front (PF) corresponds to the limit between the internal domain (Penninic zone) and the external domain (external crystalline massifs). A—Aar massif; AA—Austro-Alpine units (mainly basement of African affinity); B—Bergell granitoid; G—Gotthard massif; IL—Insubric line; S.L—Simplon line.

explain the present-day structure of the Swiss Alps. Scaled experiments have been performed in order to test the basic idea of our model. The results of these experiments are compared with field data of the actual mountain chain. Uncertainties remain, however, as to the timing of the proposed structural evolution because it has not yet been possible to determine fully the thermal and mechanical history of the chain from available data. Using petrological, geochronological and geophysical data, we emphasize the fact that the intralithospheric evolution of the Swiss Alps is quite different from that of the Western Alps as recently described in detail (Gillet et al., 1986).

The tectonic setting of the Swiss Alps

Since this contribution aims at general kinematics, we primarily attempt to summarize the structural evolution in a schematic way, pointing out what we consider to be main features of the Swiss Alps. There are three stages to be identified.

(1) *Mesozoic rifting* (Fig. 2a). The Mesozoic is classically described in the Alps as a rifting period associated with crustal thinning which led to the formation of an oceanic floor. Mesozoic sediments were deposited upon this new oceanic crust as well

as upon the adjoining continental margins from the Jurassic to the Cretaceous within the future Penninic and Austro-Alpine realm (internides) of the chain. New oceanic crust is produced from mid-Jurassic to mid-Cretaceous time, but only rarely is a complete ophiolitic sequence to be seen in the field at the present time (see Gwinner, 1978 and Trümpy, 1980 for a fuller description).

(2) *Plate collision* (Fig. 2b). There is no good agreement about the onset of convergence between the tectonic plates. The older compressional movements are of mid-Cretaceous age (Trümpy, 1980) and can be linked to radiometric ages (130–110 Ma) known from some Penninic basement nappes. Other radiometric data yield ages which suggest a very late Cretaceous event (80–60 Ma), but these ages can also be interpreted as partially reset (Grünenfelder and Köppel, 1980). In the Western Alps, radiometric dating gives very

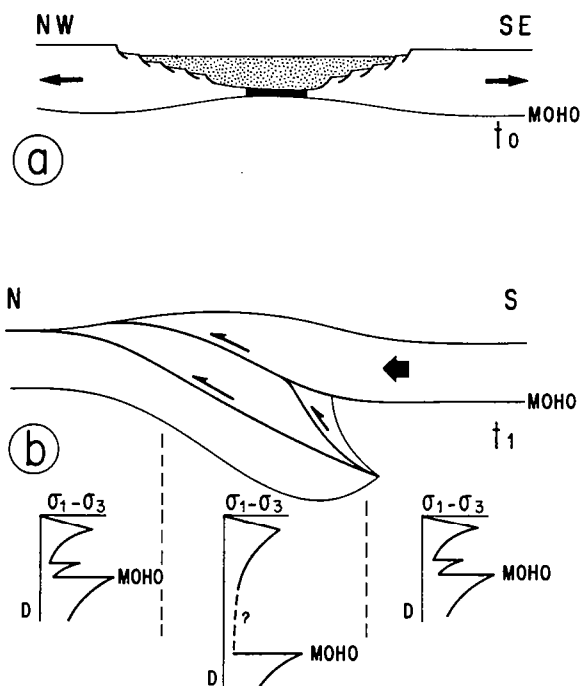


Fig. 2. Schematic cross-sections showing the Mesozoic history of the Swiss Alps. a. Mesozoic rifting (t_0) is dominated by thinning of the crust which led to the formation of new oceanic crust (black). b. The Late Cretaceous stacking of crustal wedges (t_1) led to a thickened crust at around 120–100 Ma. At the bottom, simplified strength profiles are indicative of the inferred rheology after the thermal relaxation which took place during the Tertiary. Compare with strength profiles corresponding to the main experiment described in Fig. 8.

consistent ages of 130–100 Ma coeval with an HP–LT metamorphism (Frey et al., 1974; Bocquet et al., 1974; Chopin and Malusky, 1980; Chopin and Monié, 1984). Thus, although the HP–LT event is imperfectly dated in the Swiss Alps, radiometric ages support a Cretaceous age as observed in the Western Alps.

A high-pressure metamorphic event is known from the internal units of the Swiss Alps (Ernst, 1976; Evans and Trommsdorff, 1978) and has been recently studied in great detail (Heinrich, 1982, 1986). This metamorphic event is classically ascribed to Cretaceous subduction (Dal Piaz et al., 1972). Nevertheless, Heinrich (1982, 1986) clearly demonstrates that the European basement in the Swiss Alps underwent an eclogite-facies metamorphism. Pressure in the basement shows a regional N–S gradient from 10 to 13 kbar in the north up to 20 kbar in the south next to the suture zone. Thus, we conclude that this Cretaceous event (eo-Alpine) is best described in terms of crustal thickening by overstacking of continental crustal wedges (Fig. 2b, Hunziker 1986). There was probably a long period of northward convergence of the Adriatic sub-plate, which started with the subduction of the oceanic crust beneath the southward continent (and obduction of ophiolites upon the European margin), and was followed by the overthrusting of the Adriatic sub-plate (Austro-Alpine units) onto the northward continent.

(3) *Intralithospheric evolution.* A lull in tectonic activity took place at the end of the Cretaceous: the Tertiary events are clearly separated in time and in character from Cretaceous deformations (cf. "Paleocene restoration", Trümpy, 1980).

A high-temperature metamorphic event occurred in the internal domain of the Swiss Alps and the isograds are nested in a concentric pattern on the map (Niggli, 1970; Ernst, 1973; Frey et al., 1974, 1980). This episode of amphibolite grade has overprinted much of the earlier history discussed above. The timing of this metamorphic event has long been a matter of controversy (Steiger, 1964; Jäger, 1973; Hänni et al., 1975; Köppel and Grünenfelder, 1975; Deutsch and Steiger, 1985; Monié, 1985). It is now well established that high-temperature conditions persisted until 25 Ma, or even 20 Ma in the deeper units of the internal domain.

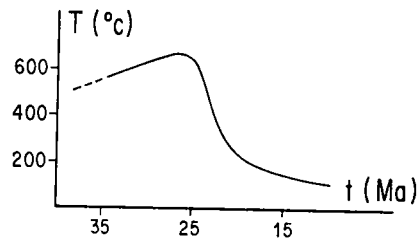


Fig. 3. Time–temperature curve along the southern part of the Swiss Alps (according to model B of Hurford, 1986). It indicates a period of accelerated uplift which brought the rocks from a temperature of about 600 °C to about 300 °C during a time span of 5 Ma.

Strong Tertiary deformation is not dated with accuracy, but is usually considered to have occurred at around 40–20 Ma in the internal domain (Milnes, 1978; Hsü, 1979), and is coeval with the high-temperature episode (Steck, 1984; Merle et al., in press). This high-temperature deformation demonstrably corresponds to overthrusting towards the European foreland along the stretching lineation direction (i.e. N and NW) (Merle et al., in press). A very rapid cooling of rocks started towards 25 Ma near the suture zone and 20 Ma in the central domain of the Swiss Alps (Köppel and Grünenfelder, 1978; Werner et al., 1976; Hurford, 1986). This considerable uplift occurred over no more than 5 Ma in time (Fig. 3) and brought the rocks from a temperature of about 600 °C to about 300 °C. Assuming a constant geothermal gradient of 30 °C/km, several authors have inferred an uplift rate of 2–3 mm/yr during this period of accelerated uplift (Werner et al., 1976; Hurford, 1986; Heitzmann, 1987). If we consider a geothermal gradient as deduced from the high-temperature metamorphic facies recorded during the Tertiary (see section "role of geothermal gradient", Fig. 5), the uplift rate is around 3–4 mm/yr. Such uplift rates can hardly be explained by erosion and isostatic adjustment alone. Recent structural studies demonstrate the close relationship between uplift and backthrusting of internal units over the Adriatic sub-plate along a N-dipping mylonite belt (Insubric line) (Fig. 4; Schmid et al., 1987; Heitzmann, 1987). Within the European internal domain, this uplift is associated with lateral escape of rocks which occurred with decreasing temperature (Mancktelow, 1985; Man-

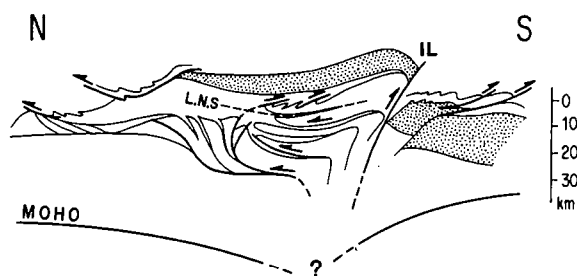


Fig. 4. Scaled cross-section showing main tectonic features of the Swiss Alps at the present day (t_2) (modified from Schmid et al., in press). Note the backthrusting of the internal units of the Swiss Alps over the Adriatic sub-plate along the Insubric line (IL). Stippled units represent the allochthonous basement belonging to the Adriatic sub-plate. The sense of shearing in the flat-lying area is reversed above the line of no shear strain (L.N.S.), as one approaches the upper contact with the flat-lying basement of African affinity. Compare with Fig. 11.

cel and Merle, 1987; Merle and Le Gal, 1988). This uplift episode, which immediately followed high-temperature conditions, is interpreted as the result of dextral transpression in front of the Adriatic sub-plate considered at that time as a rigid indenter (Schmid et al., in press; Merle et al., in press).

Deformation in the external domain of the chain persisted later in time, indicating a propagation of crustal shortening towards the European foreland after 20–15 Ma.

The model

To propose a kinematic model of Tertiary deformation, we first have to interpret the metamorphic data for both major tectono-metamorphic events recorded in the Swiss Alps (i.e., the eo-Alpine event and the Tertiary event). This interpretation deals with the thermal evolution of a thickened crust as discussed by some authors (Oxburgh and Turcotte, 1974; England and Richardson, 1977; England and Thompson, 1984; Glazner and Bartlett, 1985). Then, we discuss some geophysical data which impose constraints on the kinematics of the Tertiary deformation on the scale of the whole lithosphere.

Role of geothermal gradients

A thickened crust leads to a low geothermal gradient because rocks are so rapidly buried that a

thermal relaxation cannot occur at the same time (England and Thompson, 1984). A lower than average geothermal gradient is observed in the Swiss Alps, according to the conditions of the eclogite-facies metamorphism (Heinrich, 1986) (Fig. 5). Peak metamorphic conditions, taken to be 800 °C at 25 kbar (Frey et al., 1980), are indicative of a crust at least 80–100 km thick. A (thickened) crust with a low geothermal gradient is known to be very difficult to deform as numerical studies yield a critical heat flow band between 60 and 70 MW/m² above which significant tectonic deformation may take place (Kusznir and Park, 1986). The stacking process must therefore be inhibited or arrested due to mechanical factors. We thus assume that the lull in tectonic activity between the eo-Alpine event and the Tertiary event can be explained in this way.

In contrast, the thermal relaxation of thickened crust with time leads to a higher than average geothermal gradient because of the thickness of the layers containing radiogenic heat sources. Such a geothermal gradient is characteristic of the high-temperature metamorphic facies recorded

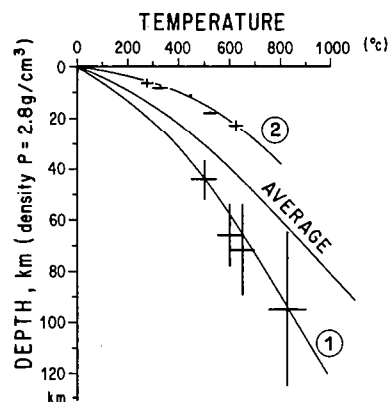


Fig. 5. Geothermal gradients for Late Cretaceous and Tertiary times in the Swiss Alps. According to data from Heinrich (1986), the HP/LT metamorphism (1) reflects a lower than average geothermal gradient. In contrast, Tertiary metamorphism (2) reveals a geothermal gradient higher than average (data from Frey et al., 1980). The smooth P - T for Tertiary times indicates that data from internal and external domains must be considered as representing the same metamorphic event. One abnormal datum (600–700 °C and 3–4 kbar), near Tertiary granitoid intrusions (Bergell and Novate), is rejected because of perturbed heat-flow around hot intrusions (see Frey et al., 1980).

during the Tertiary (Fig. 5). During compression, a high geothermal gradient is known to favour significant tectonic deformation (Kusznir and Park, 1984). We assume that Tertiary deformations took place due to horizontal forces from the Adriatic sub-plate as the crust became (1) ductile enough by thermal relaxation and (2) "thin" enough by erosion and isostatic adjustment. The time-span necessary to complete thermal relaxation in a thickened crust is highly dependent on several mechanical parameters, but is usually considered to be in the range of 30–60 Ma (Glazner and Bartlem, 1985). This fits quite well with the Paleocene lull observed in the Swiss Alps.

Thus, we propose to investigate a theoretical model where thickened crust with a higher than average geothermal gradient is deformed by horizontal surface forces. In the case of the Swiss Alps, surface forces from the Adriatic sub-plate probably never ceased and Tertiary deformation was permitted by a change in rheology as inferred from (or evidenced by) changes in metamorphic conditions from Cretaceous to Tertiary times.

Geophysical constraints

Information from geophysical data is best understood by the comparison of the Western Alps and the Swiss Alps. In the Western Alps, the Moho is offset by at least one major lithospheric thrust (Ivrea body; e.g., Menard, 1979; Perrier and Vialon, 1980; Menard and Thouvenot, 1984). The main reflectors display an apparent 20° dip to the east and are interpreted as the result of westward crustal and lithospheric flaking. Upper mantle units could be connected with more external and shallower thrusts described in the field (Bayer et al., 1987). The process of crustal flaking affected more and more external parts of the European plate with time.

In the Swiss Alps, the deep structures determined so far from seismic data do not reveal an offset of the Moho (Mueller et al., 1980). In cross section, the Moho looks like an asymmetric basin up to 55 km deep. Contrary to the Western Alps, seismic surface wave investigations indicate that the lithosphere is vertically subducted ("Verschlückung"; Ampferer, 1906; Laubscher, 1974) to

the depth of about 180–200 km (Fig. 5) (Panza and Mueller, 1979; Panza et al., 1980; Babuska et al., 1988). This "lithospheric root" is characterized by relatively high densities and low temperatures. At the scale of the whole lithosphere, these features suggest either relatively homogeneous horizontal shortening or an upper mantle bending which prevents, in both cases, any major overthrusting of slices of the lithosphere towards the external part of the European plate.

The question arises as to when this lithosphere was subducted. A general trend of increasing lithospheric thickness with decreasing heat flow is reported from several continental regions (Chapman and Pollack, 1977). According to recent heat-flow surface data in the Swiss Alps (Ribach et al., 1977; Bradbury and Nolen-Hoeksema, 1985), the very low geothermal gradient actually observed in the internal domain can be explained by this cold lithospheric root (Mueller, 1982). We believe, therefore, that this root could not have existed prior to the high geothermal gradient recorded at around 30 Ma as discussed above. This root was probably created during the major Tertiary deformation event as suggested by some authors (Laubscher, 1974). If so, the general mass displacement assumed by Kissling et al. (1983) during Tertiary deformation must be considered

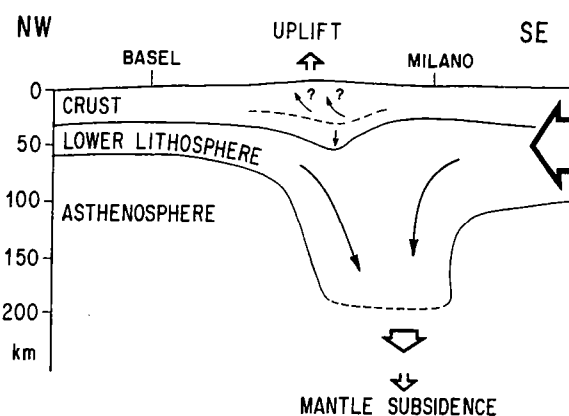


Fig. 6. Crust-mantle cross-section from Basel to Milan, as obtained from seismic surface waves data (after Panza and Mueller, 1979). Schematic mass displacement vectors relating mantle subsidence and uplift during Tertiary times according to the theoretical model of Kissling et al. (1983). The stippled line represents the limit between up-going and down-going materials during the shortening of the crust-mantle system.

No vertical exaggeration.

as a key to the kinematics relating Tertiary uplift and mantle subsidence (Fig. 6). In their model, uplift and mantle subsidence are thought to be coeval and have resulted from horizontal shortening of the crust-mantle system (Kissling et al., 1983; Werner and Kissling, 1985). Mass displacement vectors are opposite in sense, upward in the upper and middle crust and downgoing in the lower crust and mantle (Fig. 6).

The following experiments are an attempt to model Tertiary deformation only as inferred from the data summarized above. We are not concerned here with modelling Tertiary deformation on the scale of the whole lithosphere. It is the displacement pattern within the upper and middle crust during the general process outlined above that we attempt to clarify in our experiments.

The experiments

In a very stimulating paper, Bucher (1956) discussed the role of gravity during mountain building processes. He performed neat experiments whereby a wax-model crust is laterally compressed, one section of the model being softer than the rest because of higher temperature. The ductile portion bulges up in the form of an anticline and sags sideways and develops into a very realistically looking fold nappe. Bucher emphasized that the recumbent anticline and its vertical "root" might have a deep significance in the kinematics and dynamics of orogenic belts of the Alpine type. We believe that recent studies in the Swiss Alps (as described above) provide some support to the idea of a simultaneous combination of extrusion and intrusion during Tertiary times. The aim of this paper is to investigate this model and to present some new experiments which can best be applied to the particular case of the Swiss Alps. Consequently, the experimental procedure of our experiments is significantly different from that of Bucher's experiments. According to recent studies of experimental tectonic modelling, materials used in our experiments are thought to be rock analogues for modelling varying rheologies encountered in the crust. The strength profiles in both kinds of experiments are too different to be usefully compared. Thus, the role of sand which

represents the brittle upper part of the crust is of particular interest as it may possibly explain some structural features observed in the Swiss Alps. The way to compress is also different in both kinds of experiments. We tentatively simulate an indenting process of a crust with a lower thick column of ductile material. Backthrusting of ductile material over the mobile indenter during compression can occur, resulting in interesting features which can be usefully compared with some of the Swiss Alps.

Scale models simulate tectonic processes under analogous laboratory conditions (Hubbert, 1937; Ramberg, 1981). We discuss this problem by briefly treating the strength profile in the crust, analogue materials, boundary conditions and model ratios.

Strength profile

A brittle upper crust and a ductile middle and lower crust are usually assumed for the bulk strength of the crust (e.g. Kirby, 1985; Kusznir and Park, 1984). Thus, the upper crust is dominated by brittle failure. Furthermore, several authors have inferred from the entire lithological stratification that the crust must exhibit substantial strength fluctuations (Fig. 7) (Meissner and Strehlau, 1982; Kirby, 1985; Ranalli and Murphy, 1987). This suggests that rocks are weak at certain depth intervals which can be seen as loci for the formation of major subhorizontal crustal detachments (Rutter and Brodie, 1988).

In experiments, we assume that the base of the models can be considered as analogous to sub-

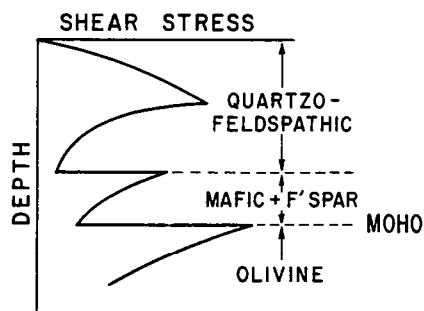


Fig. 7. Profile of maximum shear stress versus depth in stable continental lithosphere. Strength fluctuations are linked to lithosphere stratification which may induce some sub-horizontal crustal detachment (after Rutter and Brodie, 1988).

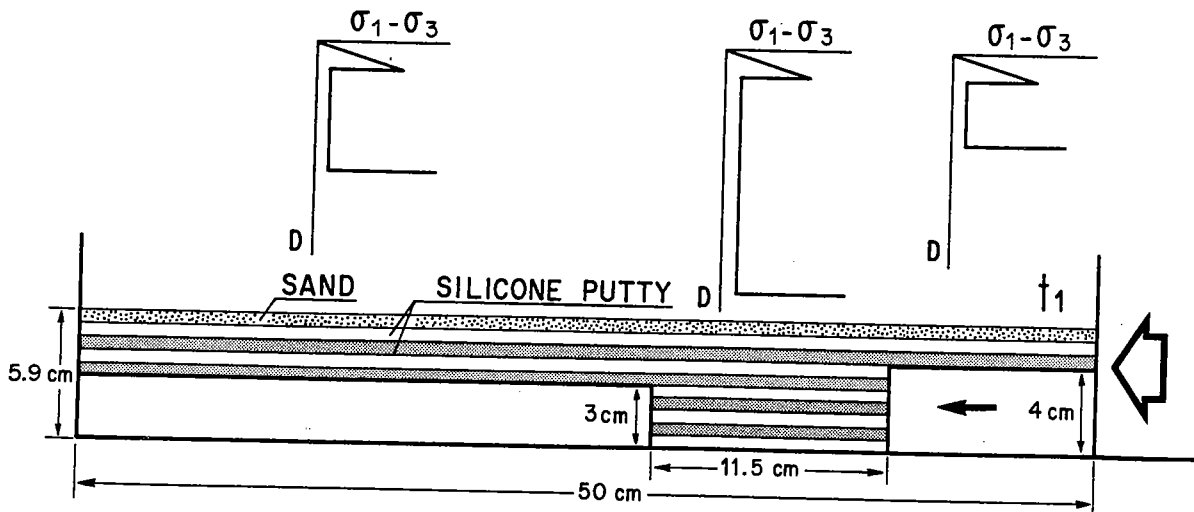


Fig. 8. Experimental apparatus and applied boundary motion (t_1). Silicone is resting on a base with a coherent contact allowing no slip. Strength profiles for the three different parts of the model are shown. Ratio chosen (1:5 to 1:3) between brittle and ductile parts in the stable crust are those assumed by Carter and Tsien (1987, p. 50) (compare with those of Fig. 2).

horizontal crustal detachments due to the rheological stratification (Fig. 7). Numerical studies, however, clearly show that strength fluctuations within ductile levels of the crust disappear with increasing geothermal gradient (Kusznir and Park, 1984). Thus, the bottom limit of the thick zone in the models is possibly best interpreted as corresponding to the limit between upgoing and downgoing materials in the general kinematic model. We return to this problem later.

Materials

Sand and silicone putty have been used as rock analogues for modelling brittle and ductile levels of the crust, as proposed by certain authors (e.g., Faugère and Brun, 1984; Vendeville et al., 1987; Davy and Cobbold, 1988). The sand fails according to the Navier-Coulomb criterion of brittle failure. The cohesion is negligible and the angle of internal friction is about 30° . The silicone putty used ("Rhodorsil® Special Gomme", GSIR Rhone Poulenc) has an almost perfectly linear dependence of stress upon strain rate. The viscosity ranges from 10^6 Pa s at -40°C to $1.6 \cdot 10^4$ at $+20^\circ\text{C}$ (see Dixon and Summer, 1985; Weijermars, 1986).

Apparatus

The apparatus corresponds to a box 50 cm long filled with silicone putty and sand (Fig. 8). Viscous layers were poured into the housing in a perfectly horizontal way. The sand was poured as a top layer corresponding to the upper brittle part of the crust. The basic idea of the experiments is that the thick trough of viscous material simulates the viscous thickened crust. This initial geometry and rheology in nature is inferred from (1) the stacking process which occurred during the Late Cretaceous and (2) the high-temperature which prevailed after thermal relaxation. This thick zone is horizontally shortened by a mobile piston (Fig. 8) and vertically extruded. This constitutes the displacement pattern during vertical extrusion which, in our opinion, might provide some information about the development of structures in the Swiss Alps. The mobile piston is slightly higher than the other one in order to simulate the vergency of the indenting process.

Three experiments have been performed with varying upper boundary conditions: the experiment described above (Fig. 8) and two others. Accordingly, in one experiment, the silicone-sand

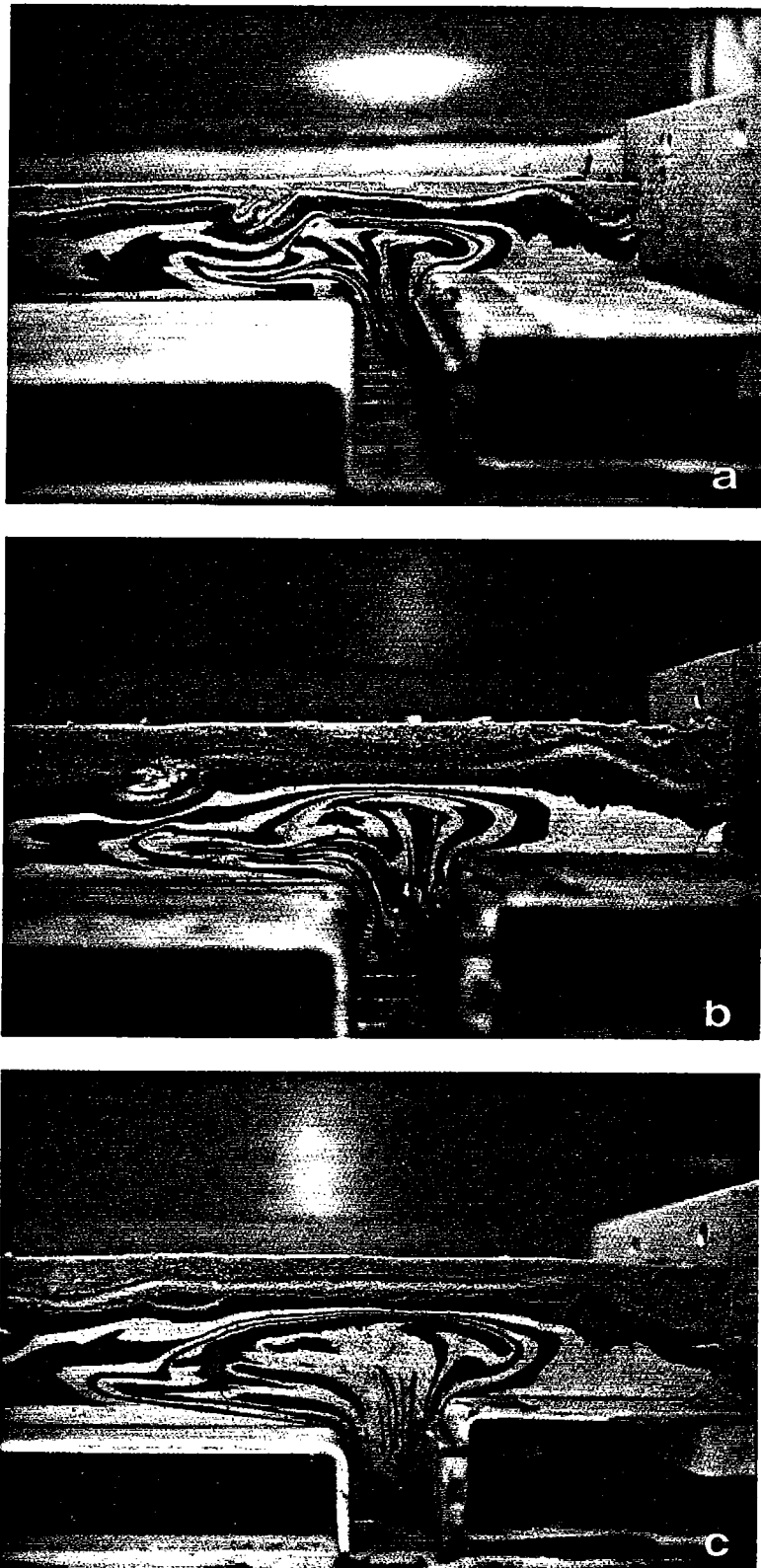
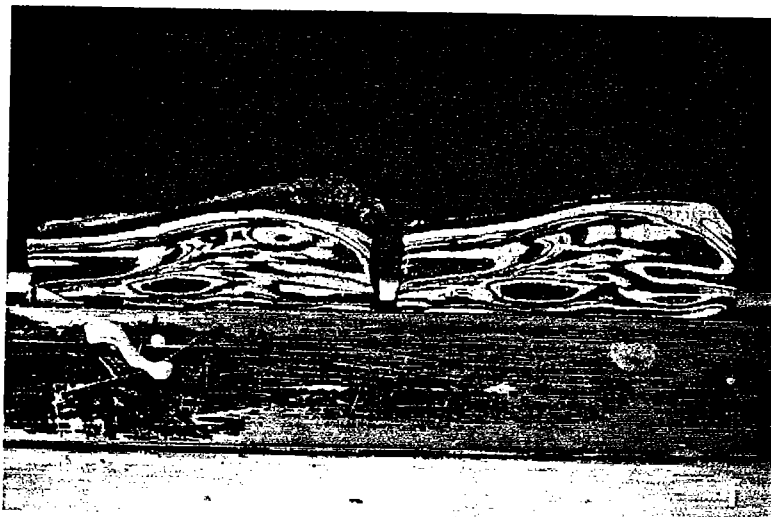
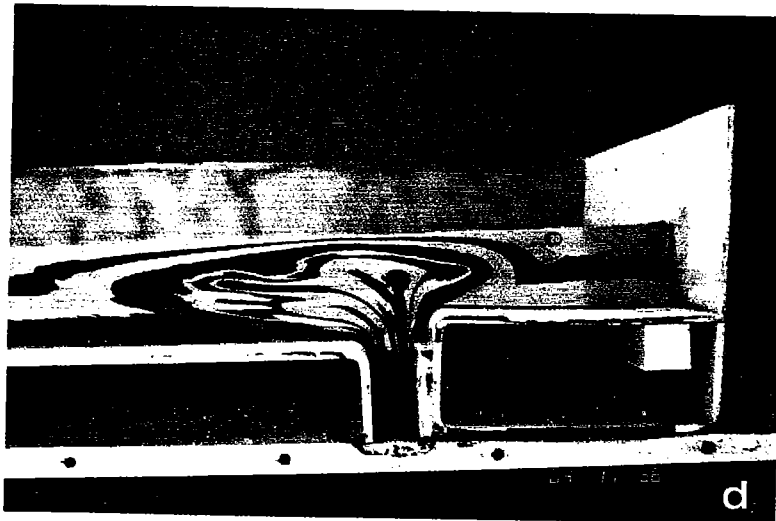


Fig. 9a, b, c. Three longitudinal sections through the two-layer model (sand upper silicone) discussed in the paper. See experimental conditions in Table 1 and Fig. 8. The horizontal upper layer of red sand is added after deformation for technical convenience.



d. Longitudinal section through a viscous model (silicone only). e. Detail of structures associated with the reversed sense of shearing in the intruding viscous zone (model with a silicone-sand ratio of about 1 : 1). f. "Eye-structures" observed in transverse section are indicative of sheath fold development.

TABLE 1

Summary of mechanical parameters in experimental conditions and in nature *

	Model (trough)	Nature (thickened crust after thermal relaxation)
Width, L_0 (m)	$11.5 \cdot 10^{-2}$	$1.2 \cdot 10^5$ (120 km)
Depth (m)	$5.9 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^4$ (60 km)
Velocity (m/s)	$2.77 \cdot 10^{-6}$	$3.2 \cdot 10^{-10}$ (1 cm/yr)
Duration (s)	$3.24 \cdot 10^4$	$3.13 \cdot 10^{14}$ (10 Ma)
Shortening, $L_0 - L_1$ (m)	$9 \cdot 10^{-2}$	10^5 (100 km)
Density (kg/m^3)	$1.2 \cdot 10^3$	$2.8 \cdot 10^3$
Viscosity (pa s)	10^4 (silicone)	10^{20}
Stress (Pa)	1	10^5

* Length ratio = 10^{-6} , time ratio = 10^{-10} . Compare model ratio with those of Davy and Cobbold (1988).

ratio is about 1:1 (i.e. more sand has been added, see Fig. 9e) and in the other one there was no sand added at the top of the model which was made entirely of silicone (see Fig. 9d). Despite some slight differences in the geometry of finite structure, each experiment displays identical general features as they always reveal a horizontal intrusion of materials extruded from the trough (see Fig. 9a, b, c and d). This is the basic feature of all experiments. This is why we concentrate here on the major experiment which is thought to repre-

sent the most reasonable strength profile with respect to the crust (see the experimental procedure of this main experiment in Fig. 8).

We are well aware of the difficulties in definite characterization of the object that is being modelled because of uncertainties on the rheology of the lithosphere, strain rates and the initial geometry of the thickened crust in nature. It is also true that thermal effects during the deformation are not taken into account. The model ratios chosen in the main experiment (Table 1), however, are those which allow the experiment to achieve the closest possible similarity to nature.

Results

After deformation, models are cut lengthwise into slices parallel to the shortening direction (Fig. 9a, b and c). We are not able to fully describe the kinematics of the models because structures can only be observed at the final stage of the experiments. The development of structures is inferred from the final state and other reasonable assumptions. Although in general structures are strongly non-cylindrical, all the models display identical major features well observed in cross-sections. Horizontal layers of silicone have been vertically extruded from the trough (Fig. 10). The bottom layers of silicone (layers 1, 2 and 3; see Fig. 10)

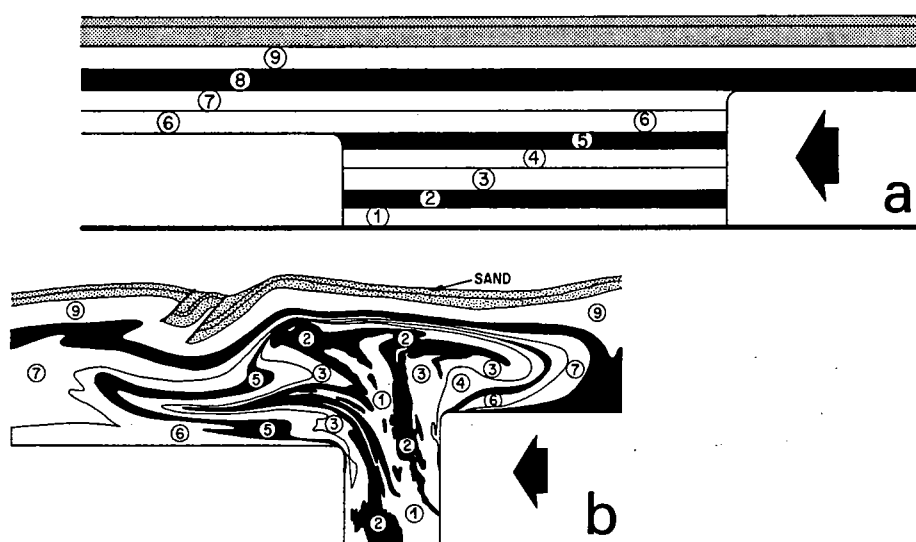


Fig. 10. Line drawing of Fig. 9a. It becomes possible to determine where the individual layers (a) of silicone putty went after deformation (b). See comment in the text.

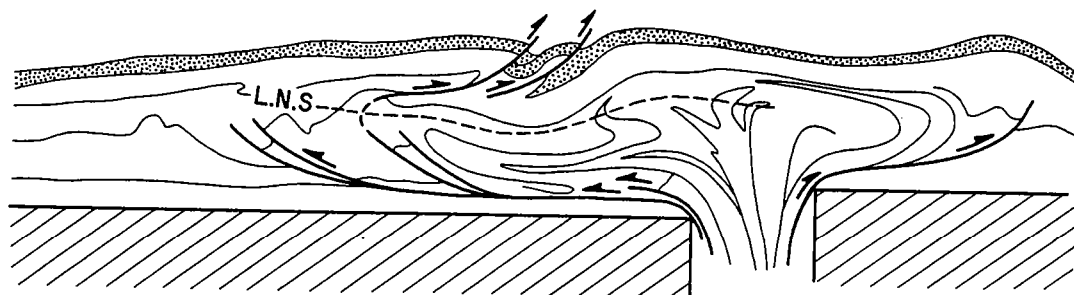


Fig. 11. Synthetic longitudinal section after deformation (t_2) revealing main structures through the model (from experiment of Fig. 8). Zones of high shear strain within silicone are schematically drawn as major shear zones (arrows). The sense of shear is reversed on both sides of a line of no shear strain (L.N.S.) (see text for explanation).

have been strongly disrupted as the extruding process developed. In contrast, the top layers of sand have suffered little deformation, except for two well-defined backthrusts (Fig. 10). Thus, the sand in our experiment functions as a lid under which the silicone is horizontally intruded (Fig. 10). Main features of this experiment can be summarized as follows (Fig. 11):

(1) Viscous material is extruded from between the masses of the pistons, and is now vertically exposed in a highly squeezed zone. As a first approximation, this steep zone can be seen as the origin for the transported material observed in adjacent flat-lying zones. According to the classic concept, we believe that this steep zone can be termed a "root zone". Since the initial state of experiments is thought to be the result of an earlier (eo-Alpine or Cretaceous) imbrication, this is a root zone only in respect to Tertiary deformations.

(2) Some of the material is backthrust and backfolded over the moving piston along a highly deformed zone. This shear zone is convex as a

whole, steeply dipping at depth and flat-lying towards the surface.

(3) Most of the material is thrust over the fixed piston and develops a large area of flat-lying folds and nappes. Sheath folds are common as illustrated by well developed eye-structures seen in perpendicular cross sections (Fig. 9f). As a surprising feature, it is important to note that the sense of shearing is reversed as one approaches the upper limit of sand. It reveals a sub-horizontal backthrusting (Fig. 11). This can be interpreted from velocity profiles within this flat-lying zone (Fig. 12). The displacement pattern is best described as a viscous horizontal intruding process, genetically associated with extrusion, between a bottom and upper undeformed limit. In this way, backthrusting merely indicates a relative displacement of viscous material with respect to the motionless sand.

(4) The front of the model is a more steeply dipping zone which has been horizontally thrust along an impressive flat-lying shear zone during intrusion process. This zone is characterized by upward-directed (concave) shear zones.

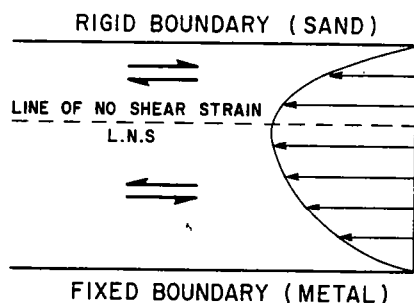


Fig. 12. Vertical velocity profiles to the intruding process in models. The sense of shearing is reversed on both sides of the line of no shear strain (L.N.S.).

Discussion

It is at first tempting to compare geometrical features of the present-day structure of the Swiss Alps with those of the experimental models. General structures as depicted in Fig. 4 are surprisingly similar to the experiments. A geometrical convergence with experimental models is apparent from (1) the vertical and highly deformed zone at the contact between tectonic plates, (2) the back-

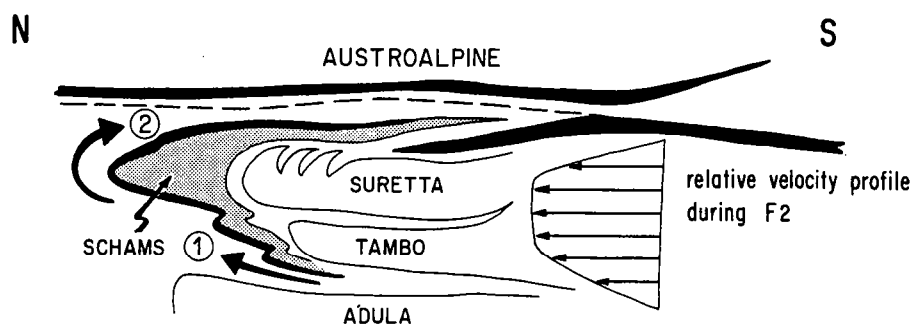


Fig. 13. Sketch profile from eastern Switzerland showing the huge recumbent structure of upper European basement nappes and the reversed sense of shearing from bottom to top (after Schmid et al., 1988). The velocity profile during the second deformation event (F_2) is similar to that observed in our experiments.

thrusting and backfolding along the Insubric line, (3) a large area of flat-lying basement nappes overthrust towards the European foreland and (4) a steeply dipping external domain (Aar and Gotthard external massifs) underlain by a flat ramp (Fig. 4).

Moreover, as one approaches the upper limits of the highly deformed European basement nappes, just below the flat-lying contacts with weakly deformed basement of African affinity (the Austro-Alpine units of eastern Switzerland, Fig. 1), a reversed sense of shearing is seen within the two structurally highest nappe units of the European foreland, the Suretta basement nappe and the Schams cover nappe (Milnes and Schmutz, 1978; Laubscher, 1983; Cobbold, pers. commun., 1987). Recent field work demonstrates that the Suretta and Tambo basement nappes in this area are enveloped by the detached schams sedimentary units and that this nappe complex can be described as a huge north-closing recumbent fold with an opposite sense of shearing upon normal and overturned limbs (Schmid et al., 1988; Fig. 13). This deformation event is undoubtedly of Tertiary age (Schmid et al., 1988). This important geometrical feature is always obtained in experiments where viscous layers are overlain by brittle layers of sand (Fig. 9). This is because of the vertical velocity profiles induced by the horizontal intrusion of viscous materials (Fig. 12). We believe that the reversed sense of shearing observed in the Alps of eastern Switzerland (Avers area), at the contact with the weakly deformed African basement, can be interpreted in this way. We wish to avoid hasty conclusions from purely geometrical

considerations, but we believe it to be significant—and hardly a coincidence—that the geometrical features in nature and our experiments display such a degree of similarity.

Time-temperature curves in the Swiss Alps reveal a period of accelerated uplift over a time span of about 5 Ma (Fig. 3). Some authors have related this uplift period to the backthrusting event recorded along the Insubric line (Schmid et al., 1987; Heitzmann, 1987). In experimental models, the vertical extrusion of viscous material takes place mainly at the front of the rigid indenter. Vertical extrusion, accompanying horizontal compression, can possibly explain the abnormal uplift rate observed in the Swiss Alps. Moreover, the same pattern of rapid cooling over a short period of time is recorded everywhere in the internal domain of the Swiss Alps, but the onset of rapid cooling is younger from south to north and from east to west (Hurford, 1986). This might be explained by the continuous northwestward displacement of the rigid indenter (i.e. the Adriatic sub-plate) with time.

Such a model of vertical extrusion also explains why high-temperature rocks can be observed at outcrop in the Swiss Alps at the present-day. This process of vertical extrusion did not occur in the Western Alps, and amphibolitic facies rocks cannot be seen at the present level of erosion.

Several uncertainties remain on the timing of tectonic evolution in the Swiss Alps. The sequence of deformation within experimental models is also poorly understood, since we are only able to describe the whole structure at the final stage of experiments. It lies outside the scope of this paper

to detail time-deformation relationships in the Swiss Alps, but we would just like to provide some insight into the timing of different deformations observed in the general cross-section (Fig. 4). The onset of backthrusting along the Insubric line started under upper amphibolite-facies conditions (700–750 °C) and continued after cooling below 300 °C (Heitzmann, 1987). Thus, it occurred from 25 Ma (or earlier) to 20 Ma ago. Because of the long period of high temperature in the flat-lying area (40?–20 Ma), we cannot further constrain the age of overthrusting towards the European foreland. These time brackets suggest that deformation in the flat-lying area could be coeval with backthrusting along the Insubric line. It should be pointed out that experiments were performed with a constant velocity. This is surely not the case in nature. The deformation is thought to start slowly as the temperature increased and the thickened crust became sufficiently ductile. The velocity of the Adriatic sub-plate is probably accelerated as the climax of matamorphism was reached. The main vertical extrusion (and abnormal uplift rate) is then described as the result of a catastrophic acceleration of the rate of horizontal shortening. Thus, the overthrusting deformation in the flat-lying area probably started before the maximum rate of vertical extrusion. Furthermore, major deformations within the external crystalline massifs (Aar and Gotthard) are dated at around 30–20 Ma from geochronological data (Steiger, 1964; Jäger et al., 1967; Deutsch and Steiger, 1985; see review on ages in Marquer, 1987 and Burkhard, 1988). Stratigraphic data yields the same age for the frontal thrusting of the Aar massif over the sedimentary cover (Trümpy, 1980; Breitschmid, 1982). Thus, it seems likely that the major structures depicted in Fig. 4 can be considered as approximately the same age. This strongly suggests that the general process of vertical extrusion and horizontal intrusion involved in our experiments can explain the overall structure of the Swiss Alps insofar as they result from Tertiary deformations. The superposition of the Austro-Alpine units (our sand layer) on top of the European foreland largely results from earlier (eo-Alpine) movements.

One might think that we do little justice to the

complex sequence of deformation phases described in the Central Alps (e.g. Milnes, 1974; Ayrton and Ramsay, 1974; Huber et al., 1980). This shortcoming results from the fact that we focus mainly on the general kinematic processes involved during Tertiary deformation. Our model differs from previous ones as it combines an underplating of the external part of the European plate (i.e., external crystalline massifs and the flat-lying Penninic zone are underlain by a flat ramp—see Milnes, 1978; Hsü, 1979; Platt, 1986) with ductile extrusion from a highly squeezed zone. The bottom limit of the extruding zone can be seen as a major sub-horizontal crustal detachment. This scheme reconciles a model of vertical extrusion with one of an asymmetric orogenic lid (sand in our experiments) with complete decoupling between upper and lower crust (Laubscher, 1983; Schmid et al., in press). The second possibility is to consider the bottom limit as an imaginary line (migrating in time and space) corresponding to the instantaneous limit between upgoing and downgoing material in the general kinematic model outlined above (stippled line in Fig. 5). This bottom boundary condition is of course not achieved in our experimental apparatus.

The experiments described in this paper are two dimensional. We have not modelled the lateral escape of rocks which occurred during the major uplift of the internal domain of the Swiss Alps (Merle et al., in press). These retrograde deformations do not modify the general structure seen in N–S cross sections, but have to be seen as transverse deformations accompanying the up-doming of the Swiss Alps.

Conclusion

Further experimental studies are needed to complete the overall kinematic history of the Swiss Alps. It is the purpose of this paper to present a working hypothesis of vertical crustal extrusion and horizontal intrusion to interpret the gross geometry resulting from Tertiary deformation in the Swiss Alps.

In our kinematic model, the Tertiary deformation is closely dependent on the thermo-mechani-

cal development after the Late Cretaceous deformational event. We are not able to determine why this evolution occurred in the Swiss Alps, whereas it has taken a different course in the Western Alps. This could have resulted from the relative displacements of Africa and Europe. An anti-clockwise rotation of the Adriatic sub-plate could possibly account for such a different tectonic evolution in two adjacent parts of the Alpine chain.

Acknowledgement

Many of the ideas presented in this paper result from fruitful discussions with our colleagues of the Rennes laboratory, especially P.R. Cobbold and Ph. Davy. Several discussions with many other colleagues helped us to clarify the basic idea of this paper. We are especially indebted to H. Laubscher, G. Menard, S. Schmid and C.J. Talbot. We also would like to thank H. Ramberg, M.J.R. Wortel and S. Schmid who made helpful suggestions for improving the manuscript. J.J. Kermarrec provided technical assistance during experimental studies.

References

- Ampferer, O., 1906. Ueber das Bewegungsbild von Faltengebirgen. *Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien*, 56: 539–622.
- Argand, E., 1916. Sur l'arc des Alpes Occidentales. *Eclogae Geol. Helv.*, 14: 145–204.
- Ayrton, S.N. and Ramsay, J.G., 1974. Tectonic and metamorphic events in the Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 54: 609–639.
- Babuska, V., Plomerova, J. and Silen'Y, J., 1988. Structural model of the subcrustal lithosphere in Central Europe. In: K. Fuchs and C. Froidevaux (Editors), *Composition, Structure and Dynamics of the Lithosphere–Asthenosphere System*. Am. Geophys. Union, Geodyn. Ser., 16: 239–251.
- Bayer, R. et al., 1987. Premiers résultats de la traversée des Alpes Occidentales par sismique réflexion verticale (programme ECORS–CROP). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 305, II: 1461–1470.
- Bocquet, J., Delaloye, M., Hunziker, J.C. and Krummenacher, D., 1974. K–Ar and Rb–Sr dating of blue amphibole, micas and associated minerals from the Western Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 47: 7–26.
- Bradbury, H.J. and Nolen-Hoeksema, M.C., 1985. The Lepontine Alps as an evolving metamorphic core complex during A-type subduction: evidence from heat flow, mineral cooling ages and tectonic model. *Tectonics*, 4 (2): 187–211.
- Breitschmid, A., 1982. Diagenese und schwache Metamorphose in den sedimentären Abfolgen der zentralschweizer Alpen. *Eclogae Geol. Helv.*, 75(2): 331–380.
- Bucher, W.H., 1956. Role of gravity in orogenesis. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 67: 1295–1318.
- Burkhard, M., 1988. L'Helvétique de la bordure occidentale du massif de l'Aar (évolution tectonique et métamorphique). *Eclogae Geol. Helv.*, 81(1): 63–114.
- Carter, N.L. and Tsenn, M.C., 1987. Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics*, 136: 27–63.
- Chapman, D. and Pollack, H., 1977. Regional geotherms and lithospheric thickness. *Geology*, 5: 265–268.
- Chopin, L. and Malusky, H., 1980. ^{39}Ar – ^{40}Ar dating of high pressure metamorphic micas from the Gran Paradiso area (Western Alps): evidence against the blocking temperature concept. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 74: 109–122.
- Chopin, L. Monié, P., 1984. A unique magnesiochloritoid-bearing high pressure assemblage from the Monte Rosa, Western Alps: petrologic and ^{40}Ar – ^{39}Ar radiometric study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 87: 388–398.
- Dal Piaz, G.V., Hunziker, J.C. and Martnotti, G., 1972. La zona Sesia Lanzo e l'evoluzione tettonico metamorfica delle Alpi Nordoccidentali Interni. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, II: 433–460.
- Davy, Ph. and Cobbold, P.R., 1988. Indentation tectonics in nature and experiment. 1. Experiments scaled for gravity. *Bull. Geol. Inst. Uppsala, N.S.*, 14: 129–141.
- Deutsch, A. and Steiger, R.H., 1985. Hornblende K–Ar ages and the climax of Tertiary metamorphism in the Lepontine Alps. (South-Central Switzerland): an old problem reassessed. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 72: 175–189.
- Dixon, J.M. and Summers, J.M., 1985. Recent development in centrifuge modelling of tectonic processes: equipment, model construction techniques and rheology of model materials. *J. Struct. Geol.*, 7(1): 83–102.
- England, P.C. and Richardson, S.W., 1977. The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments. *J. Geol. Soc. London*, 134: 201–213.
- England, P.C. and Thompson, A.B., 1984. Pressure–temperature–time paths of regional metamorphism. I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *J. Petrol.*, 25: 894–928.
- Ernst, G., 1973. Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84: 2053–2078.
- Ernst, W.G., 1976. Mineralogic study of eclogitic rocks from Alpe Arami, Lepontine Alps, Southern Switzerland. *J. Petrol.*, 18: 317–398.
- Evans, B.W. and Trommsdorff, V., 1978. Petrogenesis of garnet–lherzolite, Cima di Gagnone, Lepontine Alps. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 40: 333–348.
- Faugère, E. and Brun, J.P., 1984. Modélisation expérimentale de la distention continentale. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 299 (7): 365–370.

- Frey, M., Hunziker, J.C., Frank, W., Bocquet, J., Dal Piaz, G.V., Jäger, E. and Niggli, E., 1974. Alpine metamorphism of the Alps. *Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt.*, 54(213): 247–290.
- Frey, M., Bucher, K., Frank, E. and Mullis, J., 1980. Alpine metamorphism along the geotraverse basel chiasso a review. *Eclogae Geol. Helv.*, 73(2): 527–547.
- Gillet, Ph., Choukroune, P., Ballevre, M. and Davy, Ph., 1986. Thickening history of the Western Alps. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 78: 44–52.
- Glazner, A.F. and Bartley, J.M., 1985. Evolution of lithospheric strength after thrusting. *Geology*, 13: 42–45.
- Grünenfelder, M. and Köppel, V., 1980. Geochronological data. *Int. Geol. Congress*, 26th, Paris, 1980, Guideb. Switzerland, pp. 87–89.
- Gwinner, M.P., 1978. *Geologie der Alpen*. Schweizerbart, Stuttgart, 2nd edn.
- Häni, R., Grauert, B. and Soptrajanova, G., 1975. Paleozoic migmatites affected by high grade Tertiary metamorphism in the Central Alps (Valle Bodengo, Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 51: 173–196.
- Heinrich, C.A. 1982. Kyanite eclogite to amphibolite facies evolution of hydrous mafic and pelitic rocks, Adula nappe, Central Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 81: 30–38.
- Heinrich, C.A., 1986. Eclogite facies regional metamorphism of hydrous mafic rocks in the Central Alpine Adula nappe. *J. Petrol.*, 27(1): 123–154.
- Heitzmann, P., 1987. Evidence of late Oligocene/upper Eocene backthrusting in the Central Alps. *Geodyn. Acta*, 1(3): 183–192.
- Hsü, K.J., 1979. Thin skinned plate tectonics during neo-Alpine orogenesis. *Am. J. Sci.*, 729: 353–366.
- Hubbert, M.K., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 48: 1459–1520.
- Huber, M., Ramsay, J. and Simpson, C., 1980. Deformation in the Maggia and Antigorio nappes, Lepontine Alps. *Eclogae Geol. Helv.*, 73(2): 593–606.
- Hunziker, J.C., 1986. The Alps: a case of multiple collision. From: M.P. Coward and A.C. Ries (Editors), *Collision Tectonics*. Spec. Publ., Geol. Soc. London, 19: 221–227.
- Hurford, J., 1986. Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps, south central Switzerland and an age of vertical movement on the insubric fault line. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92: 413–427.
- Jäger, E., 1973. Die Alpine Orogenese im Lichte der radio-metrischen Altersbestimmung. *Eclogae Geol. Helv.*, 66(11): 11–21.
- Jäger, E., Niggli, E. and Wenk, E., 1967. Rb/Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralpen. *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, NF, 134: 67.
- Kirby, S.H., 1985. Rocks mechanics observations pertinent to the rheology of the continental lithosphere and the localization of strain along shear zone. *Tectonophysics*, 119: 1–27.
- Kissling, E., Mueller, St. and Werner, D., 1983. Gravity anomalies, seismic structure and geothermal history of the Central Alps. *Ann. Geophys.*, 1: 37–46.
- Köppel, V. and Grünenfelder, M., 1975. Concordant U–Pb ages of monazite and xenotime from the Central Alps and the timing of high temperature Alpine metamorphism, a preliminary report. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 55: 129–132.
- Köppel, V. and Grünenfelder, M., 1978. The significance of monazite U–Pb ages: examples from the lepontine area of the Swiss Alps. In: R.E. Zartmann (Editor), *Fourth International Conference, Geochronology, Cosmochronology, Isotope Geology*. pp. 226–227.
- Kusznir, N.J. and Park, R.G., 1986. Continental lithosphere strength: the critical role of lower crustal deformation. In: J.B.B. Danson, D.A. Carswell, J. Hall and K.H. Vedelpohl, *The Nature of the Lower Continental Crust*. Spec. Publ., Geol. Soc. London, 24: 79–93.
- Laubscher, H.P., 1974. *Evoluzione e struttura delle Alpi*. Le Scienze, 72, August.
- Laubscher, H.P., 1983. Detachment, shear and compression in the Central Alps. *Geol. Soc. Am., Mem.*, 158: 191–211.
- Mancel, P. and Merle, O., 1987. Kinematics of the northern part of the Simplon line, *Tectonophysics*, 135: 265–275.
- Mancktelow, N., 1985. The Simplon line: a major displacement zone in the Western Lepontine Alps. *Eclogae Geol. Helv.*, 78(1): 73–96.
- Marquer, D., 1987. Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gotthard. *Mém. Doc. Cent. Armoricaire Etude Struct. Socles*, Rennes, 250 pp.
- Meissner, R. and Strehlau, J., 1982. Limits of stresses in continental crust and their relation to the depth–frequency distribution of shallow earthquakes. *Tectonics*, 1: 73–89.
- Menard, G., 1979. Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques. Thèse 3e cycle, Grenoble, 178 pp.
- Menard, G. and Thouvenot, F., 1984. Ecaillage de la lithosphere européenne sous les Alpes occidentales: arguments gravimétriques et sismiques liés à l'anomalie d'Ivréa. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, XXVI (5): 875–884.
- Merle, O. and Le Gal, Ph., 1988. Post-amphibolitic westward thrusting and fold vergence in the Ticino domain. *Eclogae Geol. Helv.*, 81(1): 215–226.
- Merle, O., Cobbold, P.R. and Schmid, S., in press. Tertiary deformation in the lepontine dome. Special volume of the geological Society of London, *Alpine tectonics*, in press.
- Milnes, A.G., 1974. Post-nappe folding in the Western Alps. *Eclogae Geol. Helv.*, 67(2): 333–348.
- Milnes, A.G., 1978. Structural zones and continental collision, Central Alps. *Tectonophysics*, 46: 364–392.
- Milnes, A.G. and Schmutz, H.V., 1978. Structure and history of the suretta nappe (Pennine zone, Central Alps) a field study. *Eclogae Geol. Helv.*, 71(1): 19–33.
- Monié, P., 1985. La méthode ^{39}Ar – ^{40}Ar appliquée au métamorphisme Alpin dans le massif du mont Rose (Alpes Occidentales). *Chronologie détaillée depuis 110 Ma*. *Eclogae Geol. Helv.*, 78(3): 487–516.
- Mueller, St., 1982. Deep structure and recent dynamics in the

- Alps. In: K.J. Hsü (Editor), *Mountain Building Processes*. Academic Press, London, pp. 181–201.
- Mueller, St., Ansorge, J., Egloff, R. and Kissling, E., 1980. A crustal cross section along the Swiss geotraverse from the rhinegraben to the Po plain. *Eclogae Geol. Helv.*, 73: 463–483.
- Niggli, E., 1970. Alpine metamorphose and Alpine Gebirgsbildung. *Fortschr. Mineral.*, 47: 16–26.
- Oxburgh, E.R. and Turcotte, D.L., 1974. Thermal gradients and regional metamorphism in overthrust terrains with special reference to the Eastern Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 54: 641–662.
- Panza, G.F. and Mueller, St., 1979. The plate boundary between Eurasia and Africa in the Alpine area. *Mem. Sci. Geol. Padova*, 33: 43–50.
- Panza, G.G., Mueller, St. and Calcagnile, G., 1980. The gross features of the lithosphere–asthenosphere system in Europe from seismic surface waves and body waves. *Pure Appl. Geophys.*, 118: 1209–1213.
- Perrier, G. and Vialon, P., 1980. Les connaissances géophysiques sur le Sud Est de la France. Implications géodynamiques. *Géol. Alp.*, 56: 13–21.
- Platt, J., 1986. Dynamic of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97: 1037–1053.
- Ramberg, H., 1981. *Gravity, Deformation and the Earth's Crust*. Academic press, London, 452 pp.
- Ranalli, G. and Murphy, D.C., 1987. Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics*, 132: 281–295.
- Ribach, L., Werner, D., Mueller, St. and Berset, G., 1977. Heat flow, heat production and crustal dynamics in the Central Alps, Switzerland. *Tectonophysics*, 41: 113–126.
- Rutter, E.H. and Brodie, K.H., 1988. The role of tectonic grain size reduction in the rheological stratification of the lithosphere. *Geol. Rundsch.*, 77(1): 295–308.
- Schmid, S.M., Zingg, A. and Handy, M., 1987. The kinematics of movements along the Insubric line and the emplacement of the Ivrea zone. *Tectonophysics*, 135: 47–66.
- Schmid, S.M., Ruck, Ph. and Schreurs, G., 1988. The significance of the Schams nappes for a better understanding of the Paleotectonic and orogenic evolution of the crust along the Eastern Swiss Traverse (abstr.). In: *Deep Structure of the Alps. Meet., Paris, 1988*.
- Schmid, S.M., Aebli, H.R. and Zingg, A., in press. The role of the Periadriatic line in the tectonic evolution of the Alps. *Spec. Vol. Geol. Soc. London, Alpine Tectonics*.
- Staub, R., 1924. *Der Bau der Alpen: Versuch einer Synthese*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, NFJ, 52.
- Steck, A., 1984. Structures et déformations tertiaires dans les Alpes Centrales. *Eclogae Geol. Helv.*, 77(1): 55–100.
- Steiger, R.H., 1964. Dating of orogenic phases in the central Alps by K–Ar age of hornblende. *J. Geophys. Res.*, 69 (24): 5407–5421.
- Trümpy, R., 1980. An outline of the geology of Switzerland. *Int. Geol. Congr., 26th, Paris, 1980, guideb. of Switzerland*, pp. 3–104.
- Vendeville, B., Cobbold, P.R., Davy, Ph., Brun, J.P. and Choukroune, P., 1987. Physical models of extensional tectonics at various scales. In: M.P. Coward, J.F. Dewey, P.L. Hanlock (Editors), *Continental Extensional Tectonics*. Spec. Publ. Geol. Soc. London., 28: 95–107.
- Weijermars, R., 1986. Flow behaviour and physical chemistry of bouncing putties and related polymers in view of tectonic laboratory applications. *Tectonophysics*, 124(3/4): 325–358.
- Werner, D. and Kissling, E., 1985. Gravity anomalies and dynamics of the Swiss Alps. *Tectonophysics*, 117: 97–108.
- Werner, D., Köppel, V., Hänni, R. and Rybach, L., 1976. Cooling models for the Lepontine area (Central Swiss Alps). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 56: 661–667.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AHORNER, L., MURAWSKI, H. and SCHNEIDER, G. (1972) - Seismotektonische traverse von der nordsee bis zum apennin. *Geologische Rundschau*, 61, 915-942.
- ARGAND, E. (1916) - Sur l'arc des Alpes Occidentales. *Eclogae Geol. Helv.*, 14, 145-204.
- ARGAND, E. (1924) - La tectonique de l'Asie. *Congr. Int.*, 13e Sess., 1/5, 171-372.
- AUBERT, D. (1945). - Le Jura et la tectonique d'écoulement; *Bull. Lab. Géol. Univ. Lauzanne*, 83.
- AYRTON, S.N. and RAMSAY, J. G. (1974) - Tectonic and metamorphic events in the Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 54, 609-639.
- BABUSKA, V., PLOMEROVA, and S., SILENY, J. (1988) - Structural model of the subcrustal lithosphere in central Europe. in: Fuchs, K. and Froidevaux, C., eds, *Composition structure and dynamics of the lithosphere-asthenosphere system : American Union Geodynamics Series*, v.16, p.239-251.
- BALLEVRE, M. (1988) - Collision continentale et chemins P-T. L'unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). *Mémoires et Documents du CAESS*, n°19, 332p.
- BALLEVRE, M., LAGABRIELLE, Y. and MERLE, O; (sous presse) - Tertiairy ductile normal faulting as a consequence of lithospheric flaking in the Western Alps. *Volume Special de la Société Géologique de France, de Suisse et d'Italie, Congrès "Deep structure of the Alps"*.
- BAYER, R., CAROZZO, M.T., LANZA, R., MILETTO, M. and REY, D. (1989) - Gravity modelling along the Ecors-Crop vertical seismic reflection profile. *Tectonics*, 162, 203-218.
- BEACH, A. (1974) - A geochemical investigation of pressure solution and the formation of veins in a deformed greywacke. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 45, 61-68.
- BEHRMANN, J.H. (1988) - Crustal scale extension in a convergent orogen : the sterzing-steinach mylonite zone in the Eastern Alps. *Geodynamica Acta*, 2, 2, 63-73.
- BELOUSSOV, V.V. (1962) - Basic problem in geotectonics. Mc Graw-Hill ed., New-York.
- BERTRAND, M. (1884) - Rapport de structure des Alpes de Glaris et du bassin houiller du Nord. *Bull. Soc. Géol. France*, v.12, p.318-330.
- BERTRAND, M. (1889) - Plis couchés de la région de Draguignan. *Bull. Soc. Géol. France*, 17, 234-246.
- BLANCKENBURG, F.; VILLA, I.M.; BAUR, H.; MORTEANI, G. and STEIGER, R.H. (1989) - Time calibration of a P-T path from the western tauern window Eastern Alps : the problem of closure temperatures. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101, 1-11.
- BOCQUET, J., DELALOYE, M., HUNZIKER, J.C. and KRUMMENACHER, D. (1974) - K- Ar and Rb-Sr dating of the blue amphibole, micas and associated minerals from the Western Alps. *Contr. Mineral. Petrol.*, 47, 7-26.
- BORRADAILE, G.J. (1973) - Dalradian structure and stratigraphy of the Northern Loch Awe district Argyllshire. *Trans. R. Soc. Edimbourg*, 69, 1-21.
- BRADBURY, M.J. and NOLEN-HOEKSEMA, M.C. (1985) - The Lepontine Alps as an evolving metamorphic core complexe during A type subduction : evidence from heat flow, mineral cooling ages and tectonic model. *Tectonics*, 4, 187-211.
- BREITSCHMID, A (1982) - Diagenese und schwache metamorphose in den sedimentaren abfolgen der zentralsschweizer Alpen. *Eclogae Geol. Helv.*, 75/2, 331-380.
- BRUN, J.P. (1977) - Cumulative strain and boundary effects in the gravity flow of a viscous slab. *Tectonophysics*, 41, T7-T14.
- BUCHER, W.H. (1956) - Role of gravity in orogenesis. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 67, 1295-1318.

- BURKHARD, M. (1988) - L'helvétique de la bordure occidentale du Massif de l'Aar (Evolution tectonique et métamorphique). *Eclogae Geol. Helv.*, v.81, n°1, p.63-114.
- CARON, C., HOMEWOOD, P. and WILDI, W. (1989) - The original Swiss Flysch : a reappraisal of the type deposits in the Swiss Prealps. *Earth Science Reviews*, 26, 1-45.
- CARSWELL, D.A. and GIBB, F.G.F. (1980) - The equilibration conditions and petrogenesis of European crustal Garnet Lherzolites. *Lithos*, 13, p.19-23.
- CARTER, N.L. and TSENN, M. (1987) - Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics*, 136, 27-63.
- CHAMBERLIN, R.K. (1928) - Instrumental work on the nature of glacier motion. *Journ. Geol.*, 36, n°1, Chicago.
- CHAPPLE, W.H. (1978) - Mechanics of thin-skinned fold and thrust belts. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89, 1189-1198.
- CHOPIN, C. and MALUSKI, H. (1980) - ^{39}Ar - ^{40}Ar dating of high pressure metamorphic micas from the gran paradiso area (Western Alps) : evidence against the blocking temperature concept. *Contr. Mineral Petrol.* 74, 109-122.
- CHOUKROUNE, P. and SEURET, M. (1973) - Tectonics of the Pyrenees : role of compression and gravity. *in*: Gravity and tectonics de Jong, Scholten ed., John Wiley & sons, New York, p.141-156.
- CHOUKROUNE, P. and GAPAIS, D. (1983) - Strain pattern in the Aar granite (Central Alps): Orthogneiss developed by bulk inhomogeneous flattening. *Journal of Structural Geology*, V.5, n° 4, 001-010.
- CHOUKROUNE, P., BALLEVRE, M., COBBOLD, P., GAUTIER, Y., MERLE, O. and VUICHARD J.P. (1986) - Deformation and motion in the Western Alpine arc. *Tectonics*, 5, n°2, p.215-226.
- COBBOLD, P.R. (1969) - Geology of the Val Camadra-Greina area, Ticino, Switzerland. B. Sc. thesis, Imperial College, London.
- COBBOLD, P.R., (1980) - Shear folds and large strains in rocks. *in*: large strain deformation : report on a tectonic studies group meeting held at Imperial College on 14 November 1979. *Journal of Structural Geology*, 1, (4), 338-339.
- COBBOLD, P.R. and QUINQUIS, H., (1980) - Development of sheath folds in shear regimes. *in*: Shear zones in rocks. M. Carreras, P.R. Cobbold, J.G. Ramsay and S. White ed., *Journal of Structural Geology*, 2, 1/2, 119-126.
- CORNELIUS, H.P. (1913) - Geologische beobachtungen im geriete des Forno-Gletscher (Engadin). *Zbl Mineral. Geol. Paleont.*, 246-252.
- CORNELIUS, H.P. (1935) - Géologie der err julier gruppe. *Beitr. Geol. Karte der Schweiz NF 70*.
- COWARD, M.P. (1983) - The thrust and shear zones of the moine thrust zone and the NW Scottish Caledonides. *J. Geol. Soc. London*, 140, pp. 795-811.
- COWARD, M.P. and KIM, J. H. (1981) - Strain within thrust sheets *in*: Thrust and Nappe tectonics, Geological Society special publication n°9, p.275-292.
- DAL PIAZ, G.B. (1942) - L'influenza della gravita nei fenomeni orogenetici. *Atti. R. Acad. Sc. Torino*, 77.
- DAVY, Ph. and GILLET, Ph. (1986) - The stacking of thrust slices in collision zones and its thermal consequences. *Tectonics*, V.5, n°6, 913-931.
- DAVY, Ph. and COBBOLD, P.R. (1988) - Indentation tectonics in nature and experiment. I. Experiments scaled for gravity. *Bulletin of the geological Institutions of Uppsala*, v.14, 129-141.
- DEBELMAS, J. and KERCKHOVE, C (1973) - Large gravity nappes in the French-Italian and French-Swiss Alps. *in*: Gravity and Tectonics (Edited by De Jong, K. et Scholten, R.) Wiley, New York, 189-200.

- DE PAOR, D.G. (1983) - Orthographic analysis of geological structures I. Deformation theory. *Journal of Structural Geology*, v.5, n°314, p.255-277.
- DEUTSCH, A. and STEIGER, R.H. (1985) - Hornblende K-Ar ages and the climax of tertiary metamorphism in the Lepontine Alps (South-Central Switzerland): and old problem reassessed. *Earth and Planetary Science Letters*, 72, 173-189.
- DIETRICH, V. (1969) - Die ophiolithe des Oberhalbsteins und das ophiolithmaterial der ostschweizerischen Helasseablagerungen ein petrographischer Vergleich. *Europ Hochschulschr.* 17/1, Lang and Co, Bern.
- DIETRICH, D. and DURNÉY, D.W. (1986) - Change of direction of overthrust shear in the helvetic nappes of western Switzerland. *Journal of Structural Geology*, 8, 389-398.
- DURNÉY, D.W. (1982) - Some observations concerning the question of gravity gliding and hinterland compression in the western helvetic nappes. International conference on planar and linear fabrics of deformed rocks, Zurich, Abstract p.92.
- ELLIOTT, D. (1976a) - The motion of thrust sheet. *Journ Geophys Res.*, 81, 949-963.
- ELLIOTT, D. (1976b) - The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheets. *Phil. Trans. R. Soc., London, A* 283, 289-312.
- ENGLAND, P.C. and MCKENZIE, D. (1982) - A thin viscous sheet model for continental deformation. *G.J.R.A.S.*, 70, 295-321.
- ERNST, W.G. (1976) - Mineralogical study of eclogitic rocks from Alpe Arami, Lepontine Alps, southern Switzerland. *Journal of Petrology*, 18, 371-398.
- ESCHER, A., MASSON, H. et STECK, A. (1988) - Coupes géologiques des Alpes Occidentales Suisses. *Mémoires des laboratoires de Géologie, Minéralogie, Géophysique et du musée géologique de l'Université de Lausanne*. n°2.
- EVANS, B.W. and TROMMSDORFF, V. (1978) - Petrogenesis of Garnet Lherzolite, Cima Di Gagnone, Lepontine Alps. *Earth and Planet Sci. Lett.*, 40, 333-348.
- FEYERABEND, P. (1975) - Contre la méthode. Esquisse d'une théorie anarchiste de la connaissance. éd. SEUIL, Paris, 349p.
- FINCKH, P., FREY, W., FREEMAN, R., HEITZMANN, P., LEHNER, P., MULLER, St., PFIFFNER, A. and WALASEK, P. (1987) - Nationales Forschungsprogramm 20 "Geologische Tiefenstruktur der Schweiz". *Bull. Ver Schweiz Petroleum Geol.*, v.54, n°124, 59-74.
- FRANK, W., KAALIK, M., SCHABERT, S. and THONI, M. (1987) - Geochronological data from the Eastern Alps. in: *Geodynamics of the Eastern Alps*, Edited by H.W. Flügel and P. Faupl, 272-282.
- FREY, H., HUNZIKER, J.C., JÄGER, E. and STERN, W.B. (1983) - Regional distribution of white-mica polymorphs and their phengite content in the Central Alps. *Contr. Mineral. Petrol.* 83 : 185-197.
- FREI, W., HEITZMANN, P., LEHNER, P., MUELLER, S., OLIVIER, R., PFIFFNER, A., STECK, A., and WALASEK, P. (1989) - Geotraverse across the Swiss Alps. *Nature*, v.340, pp 544-548.
- GIGNOUX, M. (1948) - Meditation sur la théorie de la tectonique d'écoulement par gravité. *Trav. Lab. Géol.*, 27 : 1-34.
- GILLET, Ph.; CHOUKROUNE, P.; BALLEVRE, M. and DAVY, Ph. (1986) - Thickening History of the Western Alps. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 78: 44-52.
- GLAZNER, A.F. and BARTLEY, J.M. (1985) - Evolution of lithospheric strength after thrusting. *Geology*, v.13, 42-45.
- GOGUEL, J. (1948) - Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre (2e ed.) *Mem. Expl. Carte Geol. Fr.*, 530p.
- GOULD, S.J. (1985) - Le sourire du flamand rose. Edition française : Seuil (1988), 435 p.

GRATIER, J.P. (1984) - La déformation des roches par dissolution-cristallisation. Thèse d'Etat, Grenoble, 315p.

GRIGGS, D. (1939) - A theory of mountain building. *American Journal of Science*, CCXXXVII, p.611.

GRUNENFELDER, M. and KOPPEL, V. (1980) - Geochronological data. in: 26th International Congress, Paris 1980, Guide book of Switzerland, p.87-89.

GUILLIER, B. (1988) - Modélisation analogique des interactions compression gravité. Diplôme d'Etude Approfondie, Rennes, 36p.

GULSON, B.L. (1973) - Age relations in the Bergell region of the Southeast Swiss Alps with some geochemical comparisons. *Eclogae geol. Helv.* 66, 233-314.

HAARMANN, E (1930) - Die oszillations theorie ; eine erklärung der krustenbewegung von erde und mond. F. Enke, Stuttgart.

HANNY, R., GRAUERT, B. and SOTTRAJANOVA, G. (1975) - Paleozoic migmatites affected by high-grade tertiary metamorphism in the Central Alps (Valle Bodengo, Italy). *Contr. Mineral. Petrol.*, 51, 173-196.

HEARD H.C. (1976) - Comparison of the flow properties of rocks at crustal conditions. *Phil. Trans. R. Soc. London, A*, 283, 173-186.

HEIM, A. (1908) - Der bau der schweizeralpen. *Nijbl.Natf Ges. Zürich*, 110.

HEINRICH, C.A. (1982) - Kyanite-eclogite to amphibolite facies evolution of hydrous mafic and pelitic rocks, Adula nappe, Central Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.* 81, 30-38.

HEINRICH, C.A. (1986) - Eclogite facies metamorphism of hydrous mafic rocks in the Central Alpine Adula nappe. *Journal of Petrology*, v.27, 1, 123-154.

HEITZMANN, P. (1987) - Evidence of late Oligocene/Upper Eocene backthrusting in the Central Alps. *Geodynamica Acta*, 1, 3, 183-192.

HIRN, A. and the ECORS DEEP SEISMIC SOUNDING GROUP (1989) - Mapping the moho of the Western Alps by wide angle reflection seismics *Tectonophysics*, 162, 193-202.

HOLMES, A. (1933) - The thermal history of the Earth. *Journ. of the Washington Academy of Sciences*, XXIII, p; 169.

HSU, K.J. (1969) - Role of cohesive strength in the mechanics of overthrust faulting and of landsliding. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v.80, 927-952.

HSU, K.J. (1979) - Thin skinned plate tectonics during neo-Alpine orogenesis. *Am. Journal of Sciences*, v.279, p;353-366.

HUBBERT, M.K. (1937) - Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Geol Soc. Am. Bull.*, 48, 1459-1520.

HUBBERT, M.K. and RUBEY, W.W. (1959) - Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, I. mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v.70, p. 115-166.

HUBER, H., RAMSAY, J. and SIMPSON, C. (1980) - Deformation in the Maggia and Antigorio nappes, Lepontine Alps. *Eclogae Geol. Helv.*, v.73, 2, p;593-606.

HUDLESTON, P.J. (1976) - Recumbent folding in the base of the Barnes Ice Cap, Baffin Islands, Northwest Territories Canada. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v.87, p. 1684-1692.

HUNZIKER, J.C. (1970) - Polymetamorphism in the Monte Rosa Western Alps. *Eclogae Geol. Helv.*, v.63, p.151-161.

HUNZIKER, J.C., DESMONS, J. and MARTINOTTI, G. (1989) - Alpine thermal evolution in the Central and the Western Alps. from: Coward, H.P., Dietrich, D. and Paris, R.G. (eds), *Alpine Tectonics*, Geological Society Special publication, n°45, 353-367.

- HURFORD, J. (1986)** - Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps South Central Switzerland and an age of vertical movement on the insubric line. *Contrib. Mineral. Petro.* 92 : 413-427.
- HURFORD, A. and HUNZIKER, J.C. (1985)** - Alpine cooling history of the Monte Mucrone eclogites (Sesia-Lanzo Zone) : fission track evidence. *Schweiz Mineral. Petro. Mitt.*, 65, 325-334.
- HUTTON, D.H.W. (1979)** - The strain history of a Dalradian slide : using pebbles with low fluctuations in axis orientations. *Tectonophysics*, 55 : 261-273.
- ISACKS, B., OLIVER, J. and SYKES, L.R. (1968)** - Seismology and the new global tectonics. *J. Geophysical Res.*, 78, p. J; *Geophys. Res.*, 78, p. 5855-5899.
- JÄGER, E. (1973)** - Die alpine orogenese im lichte der radiometrisch en altersbestimmung. *Eclogae Geol. Helv.*, 66/1, 11-21.
- JÄGER, E., NIGGLI, E. and WENK, E. (1967)** - Rb/Sr altersbestimmungen an glimmeru der zentralen. *Beitr. Geol. Karte Schweiz NF 134*, pp.67.
- KEHLE, R.O. (1970)** - Analysis of gravity sliding and orogenic translation. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v.81, p.1641-1664.
- KERCKHOVE, C. (1980)** - Panorama des séries synorogéniques des Alpes Occidentales. *in: Evolutions géologiques de la France*, A. Autran et J; Dercourt, ed. 26e congr. géol. int., colloque C7, et mém. BRGM, 107, p.241.
- KIRBY, S.H. (1985)** - Rock mechanics observations pertinent to the rheology of the continental lithosphere and the localization of strain along shear zone. *Tectonophysics*, 119, 1-27.
- KISSLING, E., MUELLER, St. and WERNER, D. (1983)** - Gravity anomalies, seismic structure and geothermal history of the Central Alps.. *Annales Geophysicae*, V.1, 37-46.
- KLAPER, E. (1986)** - Important extensional movements and related metamorphism. in the Lepontine Alps (Swiss Italian Alps). 99th Annual meeting and exposition, Geological Society of America, November 10-13, p. 658 (Abstract).
- KOPPEL, V. and GRUNENFELDER, H. (1975)** - Concordant U-Pb ages of monazite and xenotime from the Central Alps and the timing of high temperature alpine metamorphism, a preliminary report. *S.M.P.M.*, 55, 129-132.
- KOPPEL, V. and GRUNENFELDER, H. (1978)** - The significance of monazite U-Pb ages : examples from the Lepontine area of the Swiss Alps. *in: Zartman, R.F. (Ed.) : Fourth International Conferences, Geochronology, Cosmochronology, Isotope Geology*, p.226-227.
- KUHN, T.S. (1970)** - La structure des révolutions scientifiques. Edition Française : Flammarion (1983), 284p.
- KUSZNIR, N.J. and PARK, R.G. (1986)** - Continental lithosphere strength : the critical role of lower crustal deformation. from Dawson, J.B., Carswell, D.A., Hall, J. and Wedepohl, K.H. The nature of the lower continental crust, Geological Society special publication, n°24, 79-93.
- LACASSIN, R. (1987)** - Kinematics of ductile shearing from outcrop to crustal scale in the Monte Rosa nappe, Western Alps. *Tectonics*, v.6, n°1, p. 69-88.
- LADURON, D. (1976)** - L'antiforme de Vanzone : Etude pétrologique et structurale dans la vallée Anzasca (Province de Novara, Italie). *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain* 28.
- LANGHAAR, H.L. (1962)** - Dimensional analysis and theory of models. Wiley, New York.
- LAUBSCHER, H.P. (1974)** - Evoluzione e struttura delle Alpi. *Le Scienze*, 72, August.
- LAUBSCHER, H. (1983)** - Detachment, shear and compression in the Central Alps. *Geol. Soc. America*, 158, 191-211.
- LAUBSCHER, H. (1988)** - Material balance in alpine orogeny. *Geological Society of America Bulletin*, v.100, 1313-1328.

- LAUBSCHER, H. and BERNOULLI, D. (1982) - History and deformation of the Alps. in: Mountain building processes Academic Press, Edited by K.S. HSU, p. 169-180.
- LEMOINE, M. (1973) - About gravity glidding tectonics in the Western Alps. in: Gravity and tectonics. Edited by K.A. DE JONG and R. SCHOLTEN, JOHN WILEY, New York, p. 201-216.
- LE PICHON, X. (1968) - Sea floor spreading and continental drift. J. Geophys. Res., 73, p. 3661-3697.
- LUGEON, M. (1902) - Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. Bull. Soc. Geol. Fr., 4e série, I, p.723-825.
- LUGEON, M. (1943) - Une nouvelle hypothèse tectonique : la diverticulation. Bull. Soc. Vaudoise, Sc. Nat., 61, n°260.
- LUGEON, M. et GAGNEBIN, E. (1941) - Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes Romandes. Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne, 72.
- MAILLET, R. et PAVANS DE CECCATY, R. (1937) - Le physicien devant la tectonique. Congrès mondial du Pétrole, Paris.
- MANCKTELOW, N. (1985) - The Simplon line : a major displacement zone in the Western Lepontine Alps. Eclogae Geol. Helv., v.78, 1, p.73-96.
- MARQUER, D. et GAPAIS, D. (1985) - Les massifs cristallins externes sur une transversale Guttanen-Val Bedretto (Alpes Centrales) : structure et histoire cinématique. C.R.Acad. Sc Paris, v. 301, II, n°8, p.543-546.
- MASSON, H. (1972) - Sur l'origine de la cagneule par fracturation hydraulique. Ecolg. Geol. Helv., v.65, n°1, p.27-41.
- MASSON, H. (1976) - Un siècle de géologie des préalpes : de la découverte des nappes à la recherche de leur dynamique. Eclogae Geologicae Helvetica, v.69, p.527-575.
- MENARD, G. (1979) - Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques Thèse 3e cycle, Grenoble. 178p.
- MENARD, G. et THOUVENOT, F. (1984) - Ecaillage de la lithosphère Européenne sous les Alpes Occidentales : arguments gravimétriques et sismiques liées à l'anomalie d'Ivrea. Bull. Soc. Geol. France, 7, XXVI, 5, 875-884.
- MILNES, A.G. (1974a) - Structure of the Pennine zone (Central Alps) : a new working hypothesis. Geol. Soc. Amer. Bull., v.85, p 1787-1732.
- MILNES, A.G. (1974b) - Post-nappe folding in the Western Alps. Eclogae Geol. Helv., 67, 2, 333-348.
- MILNES, A.G. and PFIFFNER, O.A. (1980) - Tectonic evolution of the Central Alps in cross section St-Gallen-Como. Eclog. Geol. Helv., 73, 619-633.
- MILNES, A.G. and SCHMUTZ, H.V. (1978) - Structure and history of the suretta nappe (Pennine zone, Central Alps), a field study. Eclogae Geol. Helv., v.71/1, p.19-33.
- MILNES, A.G., GRELLER, M. and MÜLLER, R. (1981) - Sequence and style of major post-nappe structures, Simplon-Pennine Alps. Journ. Struc. Geol., v.3, n°4, p. 411-420.
- MORET, L. (1950) - Les idées nouvelles sur l'origine des chaînes de montagnes. Trav. Lab. Geol. Grenoble, XXVIII, 1-56.
- MONIE, P. (1985) - La méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar appliquée au métamorphisme Alpin dans le massif du Mont Rose (Alpes Occidentales). Chronologie détaillée depuis 110 MA. Eclogae Geol. Helv., v.78, 3, p.447-516.
- MORGAN, W.J. (1968) - Rises trenches, great faults, and crustal blocks. J. Geophys. Res., 73, 1959-1982.
- MOTICKA, P. (1970) - Petrographie und strukturanalyse des Westlichen Bergeller Massivs und seines Rahmens. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 50, 355-443.
- MUELLER, St. (1982) - Deep structure and recent dynamics in the Alps. in: Mountain Building Processes, Edited by K.J. Hsö, Academic Press, London, p.181-201.

- MUELLER, St., ANSORGE, J. EGLOFF, R. and KISSLING, E. (1980) - A crustal cross section along the Swiss geotraverse from the Rhinegraben to the Pô Plain. *Eclogae Geol. Helv.*, 73, 463-483.
- MUGNIER, J.L. (1984) - Déplacements et déformations dans l'avant pays d'une chaîne de collision. Méthodes d'études et modélisation. Exemple du Ivra. Thèse Docteur Ingénieur, Grenoble, 163p.
- NIGGLI, E. (1970) - Alpine métamorphose und Alpine gebirgsbildung. *Fortschr. Miner.*, 47, 16-26.
- NYE, J.P. (1952) - The mechanics of glacier flow. *Journ. Glaciology*, 2, 82-93.
- OBERHANSLI, R. (1986) - Blue amphiboles in metamorphosed Mesozoic mafic rocks from the Central Alps. *Geological Soc. Amer. Mem.*, 164, 239-247.
- PANZA, G.F. and MUELLER, St. (1979) - The plate boundary between Eurasia and Africa in the Alpine area. *Memorie di Sciuze Geologiche* 33, 43-50.
- PANZA, G.P., MUELLER, St and CALCAGNILE, G. (1980) - The gross feature of the lithosphere asthenosphere system in Europe from seismic surface waves and body waves. *Pure Appl. Geophys.*, 118, 1209-1213.
- PIFFNER, O.A., FREY, W., FINCKH, P. and VALASEK, P. (1988) - Deep seismic reflection profiling in the Swiss Alps : explosion seismology results for line NFP20-East. *Geology*, v.16, p.987-990.
- PRICE, N.J. (1966) - Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock. Pergamon, Londres, 176p.
- PRICE, R.A. (1973) - Large scale gravitational flow of supracrustal rocks, southern Canadian Rockies. in: Gravity and tectonics (De Jong, Scholten ed.) John Wiley and Sons, New York, p. 491-502.
- PURDY, I.N. and JÄGER, E. (1976) - K-Ar ages on rock forming minerals from the Central Alps. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ., Padova*, v.30, 75-77, 30p.
- RAMBERG, H. (1975) - Particle paths, displacement and progressive strain applicable to rocks. *Tectonophysics*, 28, p.1-37.
- RAMBERG, H. (1977) - Some remarks on the mechanism of nappe movement. *Geol. Foreningen ; Stockholm Förmandlingar* n°117.
- RAMBERG, H. (1981) - Gravity, deformation and the Earth's crust. Academic Press, London, 452p.
- RAMSAY, J.G. (1967) - Folding and fracturing of rocks. Mc Graw Hill, New York, 568p.
- RAMSAY, J.G. (1981) - Tectonics of the Helvetic nappes. in: Thrust and nappe tectonics, Geological Society Special Publication, n°9, p.293-303.
- RATSCHBACHER, L.; FRISCH, W.; NEUBAUER, F., SCHMID, S. and NEUGEBAUER, J. (1989) - Extension in compressional orogenic belts : the Eastern Alps. *Geology*, 17, pp.404-407.
- READE, T.M. (1908) - The mechanics of overthrusts. *Geol. Mag.*, 5, 518.
- REUSSER, E. 1987 - Phasenbeziehungen in Tonalit der Bergeller intrusion. Unpublished PhD thesis. ETH, Zürich.
- RIBACH, L., WERNER, D., MUELLER, St. and BERSET, G. (1977) - Heat flow, heat production and crustal dynamics in the Central Alps, Switzerland. *Tectonophysics*, 41, 113-126.
- RING, U.; RATSCHBACHER, L. and FRISCH, W. (1988) - Plate-boundary Kinematics in the Alps: Motion in the Arosa suture zone. *Geology*, v.16, p. 696-698.
- RUTTER, E.H. (1976) - The kinetics of rocks deformation by pressure solution. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A283, 203-219.
- RUTTER, E.H. and BRODIE, K.H. (1988) - The role of tectonic grain size reduction in the rheological stratification of the lithosphere. *Geologische Rundschau*, 77/1, 295-308.

- SANDERSON, D.J. (1982)** - Models of strain variation in nappes and thrust sheets : A review. *Tectonophysics*, v. 88, n°314, p. 201-233.
- SANDERSON, D.J., ANDREWS, J.R., PHILLIPS, W.E.A. and HUTTON, D.H.W. (1980)** - Deformation studies in the Irish Caledonides. *J. Geol. Soc. London*, 137, 289-302.
- SCHARDT, H. (1898)** - Les régions exotiques du versant Nord des Alpes Suisses. *Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat.*, 34, 114-219.
- SCHMID, S.H., ZINGG, A. and HANDY, M. (1987)** - The kinematics of movements along the insubric line and the Ivrea zone. *Tectonophysics*, 135, 47-66.
- SCHMID, S.M., AEBLI, H.R., HELLER, F. and ZINGG, A. (1989)** - The role of the periadriatic line in the tectonic evolution of the Alps. From: COWARD, M.P., DIETRICH, D. and PARK, R.G. (eds), *Alpine Tectonics*, Geological Society Special Publication, n°45, 153-171.
- SCHMID, S. and HAAS, R. (1989)** - Transition from near-surface thrusting to intrabasement decollement. *Tectonics*.
- SCHMID, S.H., RUCK, Ph. and SCHREURS, G. (sous presse)** - The significance of the Schams Nappe for the reconstruction of the paleotectonic and orogenic evolution of the Pennic Zone. Special publication of the Geological Society Depp Structure of the Alps
- SCHNEEGANS, D. (1938)** - La géologie des nappes de l'Embrunais Ubaye entre la Durance et l'Ubaye. *Mém. c.arté Géol.*, Fr.
- SELLIER, E. (1979)** - Contribution a l'étude pétrologique expérimentale de la genèse des stylolites dans ces formations calcaires du Bassin d'Aquitaine. Thèse d'État, Univ. de Bordeaux.
- SELVERSTONE, J. (1988)** - Evidence for East-West crustal extension in the Eastern Alps : implications for the unroofing history of the Tauern window. *Tectonics*, v.7, n°1, p.87-105.
- SIDDANS, A.W.B. (1979)** - Arcuate fold and thrust patterns in the subalpine chains of Southeast France. *J. Struc. Geol.*, v.1, n°2, p. 117-126.
- SIDDANS, A.W.B. (1983)** - Finite strain patterns in some Alpine nappes. *J. Struct. Geol.*, v.5, p.441-445.
- SIMPSON, C. (1982)** - The structure of the Northern lobe of the Maggia Nappe, Ticino, Switzerland. *Eclog. Helv. Geol.*, v.75, p.495-516.
- SMOLUKOWSKI, M.S. (1909)** - Some remarks on the mechanics of overthrust. *Geol. Mag.*, 6, 204-5.
- SOLLAS, W.J. (1906)** - Recumbent folds produced as a result of flow. *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, 62, p.716-721.
- STAUB, R. (1924)** - Der bau der Alpen : versuch einer synthese. *Beitr. Geol. karte schweiz*, NF 52.
- STECK, A. (1984)** - Structures et deformation tertiaires dans les Alpes Centrales. *Eclogae Geol. Helv.*, v.77, n°1, p.55-100.
- STECK, A. (1987)** - Le Massif du Simplon - Réflexions sur la cinématique des nappes de gneiss. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, Band 67, Heft 1/2, p
- STEIGER, R.H. (1964)** - Dating of orogenic phases in the Central Alps by K-Ar age of hornblende. *J. Geophys. Res.*, 69, 24, 5407-5421.
- STEINITZ, G. and JÄGER, E. (1981)** - Rb-Sr and K-Ar studies on rocks from the Suretta nappe . Eastern Switzerland. *Schweiz Mineral. Petrogr. Mitt.*, 61, 121-131.
- STILLE, P. and OBERHANSLI, R. (1987)** - Petrology and alpine metamorphic evolution of the metabasic and ultrabasic rocks in the Berisal crystalline complex (Switzerland). *Lithos*, 20, 169-180.
- SUESS, E. (1883)** - Das antlitz der Erde. Prague.
- TALBOT, C.J. (1979)** - Folds trains in a glacier of salt in Southern Iran. *J. Struct. Geol.*, vol.1, n°1, pp5-18.

- TERMIER, P. (1906)** - La synthèse géologique des Alpes. Imprimerie Moderne, Liège.
- TERMIER, P. (1929)** - Les idées et le langage de la tectonique à propos d'un livre d'Emile Argand. In La vocation de savant, éd. Desclée de Brouner, Paris, 263p.
- THÖNI, M; and HOINKES, G; (1987)** - The Southern Otztal basement geochronological and petrological consequences of Eoalpine metamorphic overprinting. *in*: Geodynamics of the Eastern Alps, edited by H.W. Flügel and P. Faupl, 200-214.
- TÖRNEBOHM, A.E. (1888)** - On Fjällproblemet. Geol. Fören. Stockholm Förh.10, 328.
- TREVISAN, L. (1946)** - Nuovi orientamenti dello studio della tettonica. *Historia Naturalis*, 1, n°3, Roma.
- TROMMSDORFF, V. and NIEVERGELT, P. (1983)** - The Bregaglia (Bergell) Iono intrusive and its field relations. *Mem. Soc. Geol. It*, 26, 55-68.
- TRUMPY, R. (1973)** - The timing of orogenic events in the Central Alps. *in*: Gravity and Tectonics (Edited by De Jong, K. et Scholten, R.) WILEY, NEW YORK, 229-251.
- TRUMPY, R. (1980)** - An outline of the geology of Switzerland. *in*: 26th International Geological Congress, Paris 1980, Guide Book of Switzerland, p.3-104.
- UMBROVE, J.H.F. (1948)** - The roots of the Alps. Konink Nederlands Akad Van Wetenschappen, CI, n°7.
- VAN BEMMELEN, R.W. (1933)** - The undation theory of the development of the Earth's crust. *Proc. 16th Intern Geol. Congr. Washington, D.C., V.L.*, p.965-982.
- VENDEVILLE, B., COBBOLD, P.R., DAVY, Ph., BRUN, J.P. and CHOUKROUNE, P. (1987)** - Physical models of extensional tectonics at various scales. From Coward, M.P. Dewey, M.F. & Hancock P.L. (eds), Continental extensional tectonics, Geological Society Special Publication, 28, 95-107.
- VIALON, P., ROCHETTE, P. and MENARD, G., (1989)** - Indentation and rotation in the Western Alpine arc. From Coward, M.P., Dietrich, D. and Park, R.G. (eds), Alpine tectonics, Geological Society Special Publication, n°45, pp 329-338.
- VINE, F.J. and MATTHEWS, D.H. (1963)** - Magnetic anomalies over oceanic ridges. *Nature*, 199, 947-949.
- WAGNER, G.A., REIMER, G.H. and JÄGER, E. (1977)** - Cooling ages derived by apatite fission track, mica Rb-Sr and K-Ar dating : the uplift and cooling history of the Central Alps. *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova* 30.
- WEGENER, A. (1912)** - Die entstehung der kontinente. *Geologische Rundschav*, 3, 276-292.
- WENK, H.R. (1973)** - The structure of the Bergell Alps. *Eclogae Geol. Helv.*, v.66/2, p:255-291.
- WERNER, D. and KISSLING E. (1985)** - Gravity anomalies and dynamics of the Swiss Alps. *Tectonophysics*, 124: 325-358.

"La condition de compatibilité qui exige que les nouvelles hypothèses s'accordent avec les théories admises est déraisonnable en ce qu'elle protège la théorie ancienne, et non la meilleure. Des hypothèses qui contredisent des théories bien confirmées nous fournissent des indications qu'on ne peut obtenir d'aucune autre façon. La prolifération des théories est bénéfique à la science, tandis que l'uniformité affaiblit son pouvoir critique. L'uniformité met également en danger le libre développement de l'individu."

P. Feyerabend

"Le rôle d'une théorie, ce n'est pas d'être vrai, c'est d'être utile"

H. Poincaré

Dans la même collection :

- N°1 - H. MARTIN - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). 140F.
- N°2 - G. QUERRE - Paléogénèse de la croûte continentale à l' archéen : les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl.(1985). 85F.
- N°3 - J. DURAND - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). EPUISE
- N°4 - D. PRIOUR - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tabl., (1985). 55F.
- N°5 - V. NGAKO - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli". Segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986). 70F.
- N°6 - J. DE POULPIQUET - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. 159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986). 55F.
- N°7 - P. BARBEY - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge Protérozoïque inférieur (1.9-2.4 Ga). 324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986). 115F.

- N°8 - Ph. DAVY - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). EPUISE
- N°9 - Y. GEORGET - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) : Pétrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl., (1986).
EPUISE
- N°10 - D. MARQUER - Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes centrales Suisses). 287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987). EPUISE
- N°11 - J.S. SALIS -Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000 - 70.000 BP dans la chaîne des Puys. 190 p., 73 fig., 28 tabl., 1 carte hors-texte (1987). 90F.
- N°12 - Y. GERARD - Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. 126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987). 75F.
- N°13 - H. TATTEVIN - Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. 150 p., 50 fig., 1 tabl., 13 pl. (1987). 95F.
- N°14 - J.L. PAQUETTE - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et chaîne Alpine. 190 p., 88 fig., 39 tab., 2 pl. (1987). 95F.
- N°15 - B. VENDEVILLE - Champs de failles et tectonique en extension : modélisation expérimentale. 392 p., 181 fig., 1 tabl., 82 pl. (1987). 265F.

- N°16 - E. TAILLEBOIS - Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistère). 195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987). 110F.
- N°17 - J.P. COGNE - Contribution à l'étude paléomagnétique des roches déformées. 204 p., 86 fig., 17 tabl., (1987). 90F.
- N°18 - E. DENIS - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. 263 p., 148 fig., 26 tab., 8 pl. (1988). 140F.
- N°19 - M. BALLEVRE - Collision continentale et chemins P-T : l'unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). 340 p., 146 fig., 10 tabl., (1988). 145F.
- N°20 - J.P. GRATIER - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. 165 p., 82 fig., 2 tabl. (1988). 85F.
- N°21 - R.P. MENOT - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne. 465 p., 101 fig., 31 tab., 6 pl., (1988). 200F.
- N°22 - S. BLAIS - Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique. 312 p., 107 fig., 98 tab., 11 pl. photo, 1 pl. h.texte, (1989). 160F.

- N°23 - A. CHAUVIN - Intensité du champ magnétique terrestre en période stable de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du quaternaire. 217 p., 100 fig., 13 tab. (1989). 100F.
- N°24 - J.P. VUICHARD - La marge austroalpine durant la collision alpine : évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo. 307 p., 143 fig., 26 tab., 6 pl. hors-texte. (1989). 170F.
- N°25 - C. GUERROT - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. 180 p., 68 fig., 29 tab., 1 pl. (1989). 90F.
- N°26 - J.L. LAGARDE - Granites tardi carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méséta marocaine. 353 p., 244 fig., 15 pl. (1989). 210F.
- N°27 - Ph. BARDY - L'orogène cadomien dans le Nord-Est du Massif Armoricaïn et en Manche Occidentale. Etude tectonométamorphique et géophysique. 395 p., 142 fig., 7 tab., 1 pl. hors-texte. (1989). 175F.
- N°28 - D. GAPAIS - Les Orthogneiss : Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. 377 p., 184 fig., 3 tab., (1989). 275F.
- N°29 - E. LE GOFF - Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss : Modèle thermodynamique et exemples naturels. 321 p., 146 fig., 42 tab. (1989). 150F.
- N°30 - D. KHATTACH - Paléomagnétisme de formations paléozoïques du Maroc. 220 p., 97 fig., 35 tab., (1989). 100F.

- N°31 - A. HAIDER - Géologie de la formation ferrifère précambrienne et du complexe granulitique encaissant de Buur (Sud de la Somalie). Implications sur l'évolution crustale du socle de Buur. 215 p., 18 fig., 42 tab., 7 pl. (1989). 130 F.
- N°32 - T. DANIEL - Traitement numérique d'image appliqué à l'analyse texturale de roches déformées. 186 p., 121 fig., 4 tab., (1989). 210 F.
- N°33 - C. LECUYER - Hydrothermalisme fossile dans une paléocroûte océanique associée à un centre d'expansion lent : Le complexe ophiolitique de Trinity (N. Californie, U.S.A). 342 p., 109 fig., 73 tab., (1989). 200 F.
- N°34 - P. RICHARD - Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. 382 p., 137 fig., (1989). 400 F.
- N°35 - J. de BREMOND d'ARS - Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Pétrologie du complexe plutonique lité de Guernesey. 370 p., 128 fig., 64 tabl., (1989). 180 F.
- N°36 - A. LE CLEAC'H - Contribution à l'étude des propriétés physiques des minéraux à haute pression : Spectroscopie et calcul des grandeurs thermodynamiques de la lawsonite, des épidotes et des polymorphes de SiO₂. 190 p., 72 fig., 37 tabl., (1989). 100 F.
- N°37 - O. MERLE - Cinématique des nappes superficielles et profondes dans une chaîne de collision. 280 p., 165 fig., 3 tabl., (1990). 160F.
- N°38 - P. ALLEMAND - Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. 205 p., 106 fig., 13 tabl., (1990). 160F.

BON DE COMMANDE

A retourner à :

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
Mémoires et documents du CAESS
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cédex (France).

NOM
ORGANISME
ADRESSE

Veuillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb Exemplaires	Prix Unitaire	TOTAL
Frais d'envoi :				
1 volume : 20,00 F				
Total				
Frais d'envoi				
Montant total				

Veuillez établir votre chèque au nom de l' Agent comptable de l'Université c
Rennes I et le joindre au bon de commande.

RESUME.

Ce mémoire de Thèse se divise en deux parties.

La première traite du problème de la déformation interne associée au déplacement des nappes superficielles. Sans privilégier un modèle par rapport à d'autres, on tente dans un premier temps de synthétiser les principaux mécanismes de mise en place géologiquement réalistes, puis de déterminer leur champ de déformation afin de donner des clés permettant de les reconnaître dans leur environnement naturel. La méthodologie utilisée (analyse mathématique de données expérimentales) vise en dernière instance à des conclusions concrètes, directement applicable sur le terrain. Pour chaque modèle, on cherche ainsi par l'étude du champ de déformation à dégager **des invariants** qui permettent de comparer utilement les cas théoriques et les cas naturels. Les données expérimentales démontrent que les conditions aux limites déterminent, pour une large part, le champ de déformation finie associé au déplacement des nappes. C'est pourquoi la classification proposée des mécanismes de mise en place des nappes superficielles repose sur **des cas limites**, dont l'intérêt provient à la fois de leur déformation interne spécifique et de leur indéniable réalité géologique.

La deuxième partie traite du problème de la cinématique tertiaire des Alpes suisses. L'histoire tertiaire de ce segment de la chaîne alpine est abordée par l'étude des champs de déformation et du métamorphisme associé dans le domaine interne de la chaîne. Ces données cinématiques ne sont interprétables que dans le cadre élargi de l'évolution thermo-mécanique des Alpes centrales depuis le Crétacé (phase d'épaississement maximal) jusqu'au Miocène. En particulier, la phase néo-alpine aux alentours de 30-25Ma, phase majeure quant à la structuration actuellement visible sur le terrain, se produit lorsque les conditions métamorphiques maximales sont atteintes. Elle correspond à la déformation par raccourcissement horizontal de la croûte européenne épaissie mais amollies thermiquement. La cinématique des déformations est alors contrôlée par les variations horizontales de résistance: extrusion verticale de la croûte ductile épaisse située entre deux "pistons" peu déformables, la plaque adriatique au sud et l'avant pays européen au nord. Les déplacements de matière associés à cette extrusion verticale sont complexes, principalement caractérisés par un rétrochevauchement sud sur le poinçon adriatique et des chevauchements tangentiels vers l'avant pays européen.

Mots clés :

Nappes superficielles, Déformation associée au déplacement, Alpes Suisses, Variations horizontales de résistance, Extrusion.