Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 53 (1960)

Heft: 1

Artikel: Géologie de la région de Mt. Compass (feuille Milang), Australie Méridionale

Autor: Horwitz, Rudolph C.

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-162711

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 14.12.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Géologie de la région de Mt. Compass (feuille Milang), Australie Méridionale

par **Rudolph C. Horwitz,** Adelaide (Australie)

Avec 23 figures dans le texte et 2 planches hors texte (I et II)

TABLE DES MATIERES

Page

Avant Propos 212
Introduction 213

I. L'Archéen

Introduction 214
Les Terrains 215
Différenciation tectonique 215

II. Le Protérozoïque et le Paléozoïque inférieur

Introduction et historique 216
Le Système d'Adélaïde 216
Le Cambrien 218
Le Groupe du Kanmantoo 219
Les séries du Torrensian 220
Les séries du Sturtian 221
A) Les dépôts du Glaciaire inférieur 222
B) Les dépôts de l'Interglaciaire 224
Les séries du Marinoan 226
A) Les dépôts de l'Interglaciaire 226
B) Les dépôts du Glaciaire supérieur 226
C) Le Marinoan supérieur (ou couches post-glaciaires) 227
Le Cambrien 228
Le groupe du Kanmantoo 230
Lithologie 230
La transgression du Kanmantoo 231
L'âge du Kanmantoo 231
Tectonique 233
Introduction 233
Les plis et chevauchements orientés N-S 234
Le pli NE-SW 234
Les décrochements 235
Conclusion sur le Proterozoïque et le Cambrien en Australie meridionale 235

III. Le Paléozoïque supérieur et le Cénozoïque

Le Permien 237
Introduction et hostorique 237
Introduction stratigraphique et physiographie 238

Page
La moraine et les fonds glaciaires 239
Le matériel morainique remanié 239
Les blocs erratiques, les différents glaciers permiens 241
Les argiles glaciaires 243
Le Tertiaire 244
La surface et les dépôts continentaux prétertiaires ou éocènes 244
Le Tertiaire marin du Bassin du Murray 245
Le Tertiaire marin du Bassin d'Adélaïde. 246
Le Tertiaire marin de la vallée glaciaire du Haut Hindmarsh 246
La surface latérisée et les dépôts pliocènes 246
Tectonique 251
Le Quaternaire 257
Introduction. 257
Le Quaternaire ancien 258
Le Quaternaire récent 260
Summary 261
Bibliographie 262

AVANT PROPOS

Les travaux de terrain qui font le sujet de cette thèse ont été exécutés en Australie méridionale, dans les années 1954 à 1957, sous la haute direction de M. S. B. Dickinson, M. Sc., et de M. T. A. Barnes, M. Sc., Directeurs du Département des Mines de l'Australie méridionale. Que tous deux trouvent ici l'expression de ma reconnaissance pour l'autorisation qu'ils m'ont accordée de publier les résultats de mes travaux sous forme d'une thèse.

Je tiens à exprimer ici ma profonde reconnaissance à M. L.W. Parkin, M. Sc., Directeur Adjoint du Département des Mines, pour m'avoir toujours aidé et facilité le travail.

M. B. Campana, Dr. ès Sc., m'a initié à la Géologie de l'Australie. En tant que Chef de la Section de la Cartographie Régionale, il a suivi de très près mes travaux sur le terrain, et j'ai beaucoup appris de sa grande expérience géologique de cette région. Je l'en remercie vivement.

D'autres encore, et ils sont nombreux, m'ont aidé, en Australie, à mener à bien ce travail, et je ne saurais tous les nommer. J'ai eu la chance d'accompagner M. B. P. Webb, M. Sc., chef de la Section de la Cartographie Régionale, lors de levers dans d'autres régions, et j'ai abondemment profité de ses connaissances géologiques. Mme E. N. Teesdale-Smith, et mes camarades de travail, MM. B. Thomson, M. Sc., R. Crawford, R. P. Coats, C. Bleys, D. Thatcher (du Département des Mines) et M. B. Daily, Ph. D. (du Musée d'Adélaide), qui travaillent aux levers des feuilles voisines, m'ont apporté, par leurs renseignements, leurs conseils et leurs critiques, une aide précieuse. Enfin je remercie M. A. Manthey ainsi que M. G. King, dessinateur du Service Géologique qui vint avec moi sur le terrain, pour établir certains croquis.

J'exprime ici ma très profonde reconnaissance à M. le Dr. H. Badoux, Professeur à l'Université de Lausanne. Il m'a appris le métier de Géologue et il a su me communiquer l'amour de la recherche. Depuis la fin de mes études, il n'a cessé de s'intéresser à mes travaux en Australie. Il m'a considérablement simplifié la tâche

au Laboratoire de Géologie de l'Université de Lausanne, en prenant la direction de ce travail. En le remerciant, je ne saurais oublier tous ceux qui, au cours de mes études, m'ont appris mon métier. MM. les Professeurs L. Deverin, N. Oulianoff, E. Poldini et R. Trümpy de même que tous les collaborateurs de cette Université, MM. A. Bersier (du Musée Géologique de Lausanne), M. Loretan, P. A. Mercier. Mes camarades de travail, MM. M. Burri et R. Chessex, aux prises avec des problèmes analogues dans d'autres régions, ont contribué à créer une ambiance de travail favorable dont je leur suis reconnaissant. M. R. Dunant, préparateur à Lausanne, a réalisé les photos et les reproductions qui accompagnent ce texte.

Je suis heureux de publier ici ce travail sur l'Australie méridionale, car la géologie de cette région mérite particulièrement d'être connue: la Chaîne calédonienne y est bien conservée, les sédiments de glaciations précambriennes et permiennes y affieurent largement, ramenés en surface par d'intéressants phénomènes de tectonique récente. La Faculté des Sciences de Lausanne, qui m'autorise à utiliser comme thèse des observations faites à l'étranger, me permet ainsi de rendre hommage aux pionniers de la géologie australienne, dont les riches observations autorisent maintenant un essai de synthèse. Que ce petit travail soit aussi une marque de reconnaissance aux Australiens, pour leur hospitalité.

INTRODUCTION

Mt. Compass est le nom d'une colline et d'une localité en Australie méridionale, à environs 50 km au S d'Adélaïde. Mt. Compass et ses régions avoisinantes forment une chaîne de collines qui prolongent la Chaîne du Mt. Lofty, près d'Adélaïde, sur la Péninsule de Fleurieu. Les roches solides sont localisées dans les collines.

La région étudiée est limitée à la feuille Milang, de l'Atlas Géologique du Service géologique, du Département des Mines d'Australie méridionale. (1 inch = 1 mile, feuille Milang en préparation.) Elle a été levée pour le Département des Mines de cet état.

Cette feuille comprend une chaîne de collines, bordée par deux plaines quaternaires. Mt. Compass est le point important, au milieu de la chaîne, sur la feuille Milang.

Nous avons pourtant très fréquemment usé de descriptions d'autres régions de l'Australie méridionale, pour situer les problèmes géologiques de la feuille étudiée. Aussi, les conclusions affectent quelquefois les territoires qui dépassent le cadre de la feuille Milang.

Le travail est divisé en deux parties. La première décrit les roches de la chaîne calédonienne. Ces terrains sont caractérisés par le développement que prennent des dépôts glaciaires précambriens. Si la feuille Milang ne comporte pas les coupes les plus caractéristiques et les plus épaisses, les horizons glaciaires y sont assez nombreux pour permettre leur corrélation avec les couches, si bien développées, d'autres régions d'Australie méridionale.

La deuxième partie porte sur des sédiments de couverture d'un bouclier calédonien. Ce sont des moraines permiennes, des dépôts continentaux et marins tertiaires et des couches quaternaires de piedmont.

La nomenclature des divisions stratigraphiques est celle qui est adoptée en Australie. Elle nous est la plus familière. Par contre, nous nous sommes gardés de

trop utiliser et d'introduire des noms de formations, dont certains, qui sont établis, ne seront que mentionnés. Les connaissances géologiques sont, en ces régions, suffi-

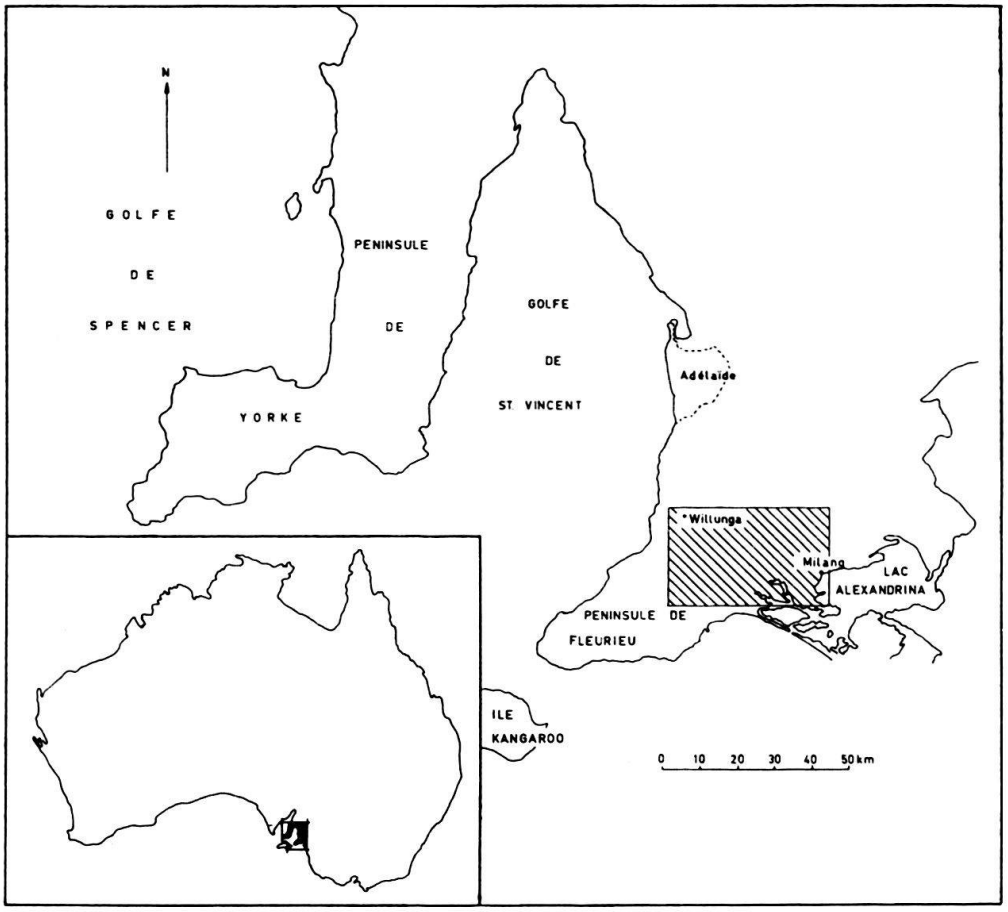


Fig. 1. Situation géographique de la région étudiée au 1:2500000

samment certaines, pour abandonner les noms locaux et les remplacer par ceux de la nomenclature classique, précisés par un qualificatif descriptif.

Des subdivisions de la séquence glaciaire précambrienne sont utilisées mais en liaison avec celles qui étaient déjà établies.

I. L'ARCHÉEN

Introduction

Les roches les plus anciennes, en Australie méridionale, sont cristallophyliennes et affleurent en-dessous du conglomérat de base d'une épaisse série sédimentaire précambrienne, très généralement non métamorphique, nommée le Système d'Adélaïde. Au NW du Golfe de St.Vincent, elles forment un vaste bouclier qui s'étend jusqu'en Australie occidentale (Yilgarnia Craton).

Là où les plissements paléozoïques inférieurs ont affecté l'Archéen et sa couverture sédimentaire, les roches cristallophylliennes affleurent localement au cœur de quelques anticlinaux. Il en est de même dans la partie méridionale de l'Etat (région à l'E d'Adélaïde et près de Mt. Compass), à 600 km au N d'Adélaïde (région de Mt. Painter) et à 300 km au NNE d'Adélaïde (région d'Olary).

Dans la partie méridionale de l'Etat, W. G. WOOLNOUGH (1908) avait baptisé ces roches «le Barrosian» mais cet auteur y incluait des sédiments plus jeunes partiellement métamorphiques. W. HOWCHIN (1925) corrigea cette erreur et nomma l'Archéen «Houghtonian».

Nous n'aurons affaire à l'Archéen que dans des noyaux anticlinaux qui s'échelonnent dans toute la région étudiée, passant par Mt. Compass, avec une orientation NE-SW. Les roches y sont analogues à celles de tous les noyaux anticlinaux de la région d'Adélaïde où elles sont considérées comme métasomatiques.

Les Terrains

A) L'Archéen non différencié

L'histoire de l'Archéen, antérieure aux plissements paléozoïques inférieurs, est très difficile à connaître. Sur la base de ce que nous savons dans les régions avoisinantes, elle semble se ramener au plissement, au métamorphisme et au métasomatisme d'une série sédimentaire. Ces divers phénomènes ont donné naissance à des séries gneissiques. On retrouve, au N de la rivière Finniss, des gneiss leucocrates à grain fin (2 km à l'W de Mt. Magnificent) et des gneiss œillés, à gros porphyroblastes de quartz et de feldspath (au SE de Edinburgh Swamp). Mais de telles roches sont exceptionnelles dans notre région où le plissement paléozoïque inférieur et les efforts tectoniques qui l'ont accompagné, ont considérablement transformé les gneiss. Des schistes à séricite et chlorite sont apparus, souvent riches en quartz (anciens porphyroblastes). Parfois des schistes sont interlités de veinules de quartz parallèles aux plans de laminage.

Ces schistes à chlorite et séricite forment presque tout l'Archéen. Cependant, certains bancs ont mieux résisté à ce dynamométamorphisme paléozoïque inférieur. Ce sont:

B) Les quartzites et gneiss à épidote

Il s'agit fréquemment de deux bancs, épais chacun d'une vingtaine de mètres. L'un est un quartzite à épidote, l'autre en est dépourvu. Ils sont plus ou moins riches en feldspaths répartis en délits. La roche prend un aspect de gneiss rubané. Leur origine sédimentaire est certaine, le quartzite à épidote montrant localement (3800 m à WSW de Mt. Cone) une sédimentation entrecroisée, soulignée par les cristaux d'épidote. Ces deux bancs peuvent servir de niveau repère mais, souvent, ils s'effacent car ils sont tronçonnés, boudinés, écaillés et laminés, ce qui donne une idée de l'intensité des phénomènes tectoniques dans cette région.

Tectonique

Les phénomènes tectoniques ont parfois atteint une telle intensité qu'ils ont déterminé de petites écailles (ordre du décamètre), la juxtaposition de plusieurs de ces écailles pouvant faire croire à une série bien différenciée. On constate fréquemment, non loin du contact entre l'Archéen et sa couverture sédimentaire, une alternance de schistes à séricite et de schistes quartzeux. Ces derniers appartiennent vraisemblablement déjà à la base de la série sédimentaire, elle-même légèrement métamorphosée; ces schistes sont donc en position synclinale dans ces petites écailles. Il

est à noter que dans ces cas là, le conglomérat de base de la série sédimentaire fait généralement défaut. Un phénomène analogue se produit probablement dans toute l'épaisseur de l'Archéen, où il est quelquefois souligné par la présence de tels schistes quartzeux. Ces écailles sont particulièrement bien développées dans le noyau anticlinal le plus à l'E, soit entre Kuitpo Collony et Meadows Creek.

II. LE PROTÉROZOÏQUE ET LE PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR

Introduction et historique

Le système d'Adélaïde

Une épaisse couverture sédimentaire repose en discordance angulaire sur le socle cristallophyllien archéen. Ces sédiments peuvent atteindre une puissance de quelques dizaines de milliers de mètres; ils sont surmontés par le Cambrien inférieur fossilifère.

W. Howchin (1904, 1906) subdivise cette succession en Cambrien inférieur et supérieur en se basant sur une coloration pourpre, fréquente dans le haut de la série sédimentaire et qui est encore présente dans les couches du Cambrien fossilifère. T.W. E. David, en 1922, se référant aux dépôts proches d'Adélaïde, baptise «Séries d'Adélaïde» toutes les couches comprises entre la discordance de base sur le socle cristallophyllien et les premières couches fossilifères à Archaeocyathinae du Cambrien. Il assigne un âge «protérozoïque (?)» (précambrien supérieur) à ces dépôts.

D. Mawson et R. C. Sprigg (1950) nomment cette succession «Système d Adélaïde» et s'accordent avec T.W. E. David au sujet de l'âge protérozoïque. Ils définissent à nouveau les subdivisions de W. Howchin et décrivent des coupes types près d'Adélaïde, d'où ils tirent trois séries: les Séries du Torrensian à la base (du nom des gorges de la rivière Torrens à l'E d'Adélaïde); au milieu les Séries du Sturtian avec ses dépôts d'origine glaciaire (Sturt Creek au S d'Adélaïde) et au sommet les Séries du Marinoan (localité de Marino, au S d'Adélaïde).

D. Mawson en 1949 décrit, plus au N, une récurrence glaciaire interstratifiée dans les couches du Marinoan, qu'il fait correspondre (1949a) à des couches pséphitiques dans la coupe type.

De nombreux auteurs ont reconnu des couches glaciaires en Australie méridionale et dans les régions limitrophes des Nouvelles Galles du Sud. En 1955, B. Campana et B. Wilson, dans une synthèse stratigraphique, sont les premiers à reconnaître et à mettre en évidence l'entité et les subdivisions de ces glaciations dans le Système d'Adélaïde.

La séquence glaciaire du Système d'Adélaïde peut se résumer comme suit:

A) Une glaciation inférieure se marque par des dépôts de tillite (produit de lithification de boues marines à galets glaciaires), de niveaux conglomératiques d'origine fluvioglaciaire, remaniés en dépôts marins et parfois de sables à galets non orientés, d'origine morainique terrestre, comme il en existe dans les régions avoisinantes de Mt. Painter (travaux en cours). Cette succession glaciaire ert parfois représentée par deux niveaux distincts de tillite; l'un à la base, l'autre au sommet.

B) Des sédiments interglaciaires, sans galets, font suite au Glaciaire inférieur. Ils sont relativement constants; ils varient entre 1000 et 3000 m de puissance. Cette

succession est souvent caractérisée par une stratification feuilletée et des développements de niveaux calcaires, sur lesquels nous reviendrons en discutant les limites des Séries de Sturtian et du Marinoan.

C) Un développement glaciaire supérieur représenté aussi par des tillites et des conglomérats.

Nous nous référerons, dans ce texte, au Glaciaire inférieur, à l'Interglaciaire et au Glaciaire supérieur, tous trois présents dans la région étudiée Ce sont des niveaux repères, déterminés par des phénomènes climatiques. Les trois séries défiinies par D. Mawson et R. C. Sprigg, seront aussi utilisées car elles sont citées dans la littérature.

La succession et les subdivisions du Système d'Adélaïde peuvent se résumer comme suit:

1) Les séries inférieures, du Torrensian, succèdent aux conglomérats de base transgressifs sur le socle cristallophyllien archéen. Pourtant, le niveau transgressif de base n'est pas toujours le même: R. C. Sprigg (1949, 1952) décrit une épaisse successions sédimentaires et effusive, non métamorphique, apparaissant, dans le N de l'Etat, sous les équivalents stratigraphiques des couches de base du Torrensian. D. Mawson (1927) l'avait nommée les Séries du Willouran.

Les sédiments, au-dessus du conglomérat de base, sont caractérisés par des développements carbonatés dans toute l'épaisseur du Torrensian. (Dans le N, les régions au S et à l'E du Mt. Lofty en sont dépourvues). Ce sont surtout des dolomies mais il y a fréquemment de la magnésite sédimentaire. Il n'existe à notre connaissance pas d'autres dépôts de magnésite sédimentaire dans les séries moyennes et supérieures du Système d'Adélaïde.

2) Les séries moyennes, du Sturtian, et les séries supérieures, du Marinoan: la limite inférieure du Sturtian est marquée par des couches glaciaires qui ont 300 m dans les régions proches d'Adélaïde et font suite, sans discordance, ni discontinuité stratigraphique observée, aux séries inférieures. Par contre, elles atteignent parfois quelques milliers de mètres et sont transgressives sur les dépôts dolomitiques et les magnésites de la série inférieure, voire même sur le socle archéen. Si la discordance angulaire ne se remarque que dans certaines régions, il existe souvent une discontinuité stratigraphique comme R. W. Segnit (1939) l'a mis en évidence. Ce sont les sédiments du Glaciaire inférieur.

Les dépôts de l'Interglaciaire, qui reposent sur ces sédiments, existent partout dans le Système d'Adélaïde. La limite entre le Sturtian et le Marinoan est très difficile à définir. Dans la coupe type, l'Interglaciaire comprend un niveau calcaire fort bien développé. Ce banc, le «Brighton Limestone», a été choisi comme limite supérieure du Sturtian. Les couches pourpres qui le surmontent ont été placées dans le Marinoan. Mais, dans la région que nous avons étudiée, il existe jusqu'à trois bancs calcaires identiques et lenticulaires qui, parfois, font totalement défaut. Ils ne sont pas surmontés, comme dans la coupe type, par des couches pourpres, qui n'apparaîtront que beaucoup plus haut dans la série. Dans la région de Kulpara (feuille Wakefield, R. C. Horwitz 1957) il n'y a pas de bancs calcaires définis, mais de nombreux et minces délits calcaires; là aussi, la couleur pourpre n'apparaît que beaucoup plus haut dans la série.

Il existe cependant un niveau repère très constant dans les séries du Marinoan. Il y a, dans la coupe type, un conglomérat qui est parfois calcaire (Marino Arkose). Ce dépôt est interstratifié dans des couches pourpres. D. MAWSON (1949) pense que ces niveaux sont l'équivalent des tillites supérieures, telles qu'ils les a observées à Elatina. Là aussi, les couches sont pourpres. Ces pséphites se retrouvent sur la feuille Milang et nous partageons l'opinion de D. MAWSON sur l'origine glaciaire de ces dépôts (Glaciaire supérieur). Dans notre région, les dépôts glaciaires ne sont cependant pas associés à des couches pourpres; ils sont associés aux lentilles calcaires susmentionnées. Ces dépôts glaciaires sont un repère excellent car, par leur faciès et leur position stratigraphique au-dessus des couches interglaciaires à stratification feuilletée, ils peuvent être distingués partout dans le Système d'Adélaïde, de la région étudiée à la région de Mt. Painter, soit sur plus de 600 km. La coloration pourpre qui les accompagne parfois est, par contre, variable Nous verrons qu'elle est probablement plus marquée à proximité des terres exondées. La limite inférieure du Marinoan a été placée au-dessus du banc le plus constant des calcaires de l'Interglaciaire, conformément à la coupe type. Cette limite est parfois approximative.

Le Torrensian comprend les couches pré-glaciaires; le Sturtian englobe les dépôts glaciaires inférieurs et la plus grande partie des interglaciaires; quant au Marinoan, il couvre le sommet des interglaciaires, les dépôts glaciaires supérieurs et les couches port-glaciaires. Les critères ayant servi à définir la limite entre le Sturtian et le Marinoan sont parfaitement valables dans la région où fut choisie la coupe type. Ailleurs ils deviennent moins précis.

Le Torrensian, le Sturtian et le Marinoan, ainsi que les sédiments paléozoïques inférieurs qui leur font suite, varient parfois de faciès, de part et d'autre des affleurements archéens Ces derniers, nous l'avons vu, sont des noyaux anticlinaux échelonnés NE-SW, passant par Mt.Compass. Cette zone est donc un point d'accrochage utile et nous nous référons souvent à elle sous le nom de zone des noyaux cristallophylliens.

Le Cambrien

R. ETHERIDGE, en 1890, démontre l'existence du Cambrien en Australie méridionale grâce à la découverte d'Archaeocyathinae faite précédemment par J. G. O. TEPPER. En 1897, W. HOWCHIN signale des calcaires à Archaeocyathinae au S d'Adélaïde dans une région non loin de Mt. Compass.

B. DAILY (1956) a étudié la succession cambrienne en Australie méridionale; cet auteur donne un historique très complet du Cambrien de cet Etat et fixe, sur la base de comparaisons paléontologiques détaillées, l'âge de ces dépôts entre le Cambrien inférieur et les niveaux moyens de l'Acadien. La succession dans la région de Mt. Compass n'entre pas dans le cadre de la région étudiée par B. DAILY et les dépôts les plus proches, qui ont été décrits, sont ceux de l'Ile Kangaroo et de la Péninsule de Yorke. Les corrélations entre notre région et celles étudiées par B. DAILY sont difficiles.

La limite inférieure du Cambrien, sur la feuille Milang, a été établie par comparaisons avec d'autres régions de l'Etat. Elle correspond, en gros, à celle fixée sur la feuille adjacente à l'E (feuille Yankalilla) par B. CAMPANA et B. WILSON (1954a,

1954c). Ces auteurs placent cette limite à l'apparition des couches calcaires à «Archaeocyathinae microscopiques».

Ces fossiles n'ont pas été observés dans les couches équivalentes de la feuille Milang, mais toutes les unités lithologiques se continuent, ininterrompues, dès la limite commune des deux cartes. La base du Cambrien a pourtant été fixée légèrement en-dessous de celle établie sur la feuille adjacente à l'E, pour des raisons stratigraphiques.

Le Groupe de Kanmantoo

Certains sédiments dans la partie E de la carte ont été séparés du Système d'Adélaïde et du Cambrien. Ce sont des grès feldspathiques, micacés, riches en matière argileuse. Ce faciès est développé en Australie méridionale dans toute la partie E des chaînes du Mt. Lofty, La Péninsule de Fleurieu et l'Ile Kangaroo; soit sur une distance d'environ 300 km.

A l'W, ces sédiments sont en contact avec le Système d'Adélaïde; vers l'E, ils se poursuivent sous les plaines quaternaires et l'on ne peut préciser leur extension.

En 1908, W. G. Woolnough plaçait ces dépôts dans le Précambrien inférieur (Barossian). W. Howchin (1926) remarquant, sous ces couches, une faible épaisseur de dépôts du Système d'Adélaïde, les attribua à ce Système.

C. T. Madigan (1925) remarqua que ces couches faisaient suite à des marbres, qu'il considérait comme l'équivalent des calcaires à Archaeocyathinae. Il plaça donc ces sédiments détritiques dans le Cambrien.

Depuis, de nombreux auteurs ont étudié ces dépôts et leur ont attribué des âges différents: D. Mawson (1939): Système d'Adélaïde, J. B. Skinner (1950): Cambrien.

R. C. Sprigg et B. Campana (1953) introduisent pour ces dépôts le nom de «Groupe du Kanmantoo» (localité située au NE d'Adélaïde) et leur attribuent un âge cambrien à ordovicien. Ils en évaluent l'épaisseur à 30000 pieds et en comparent le faciès avec celui d'un «Flysch alpin». Le contact du Groupe du Kanmantoo avec le Système d'Adélaïde est considéré comme tectonique sur sa plus grande partie.

A la suite de levers pour cette carte, nous publiâmes avec B. Campana (1956) un article décrivant la transgression de ces dépôts sur le Système d'Adélaïde et le «(?) Cambrien». Il fut suggéré que cette transgression était générale au-delà de la zone étudiée: le contact tectonique figuré sur les cartes publiées n'existait pas.

B. Daily (1956) fait des observations analogues sur l'Ile Kangaroo et fixe la transgression au niveau moyen du Cambrien inférieur. Par comparaisons avec des régions fossilifères, il conclut que la sédimentation n'aurait pas dépassé le milieu du Cambrien moyen.

A. W. Kleeman (1957) (communication devant la Société géologique d'Adélaïde), observe que les structures passent du Système d'Adélaïde au «Groupe du Kanmantoo», la direction des couches étant oblique au contact «faillé» ou «transgressif», celà à l'E d'Adélaïde et au N de la feuille Milang. Il y aurait donc une variation latérale de faciès, et là, le Groupe du Kanmantoo serait en partie protérozoïque.

Nos études des terrains de la feuille Milang semblent montrer que les diverses opinions relatives au Groupe du Kanmantoo, sont en partie justifiées. Nous pensons

qu'il occupe une zone particulière dans le bassin sédimentaire du Cambrien en Australie méridionale, et que son contact est transgressif sur le Système d'Adélaïde. Il semble cependant que dans d'autres régions proches, ce faciès envahit aussi le sommet de ce système.

Les Séries du Torrensian

Les Séries du Torrensian (séries inférieures du Système d'Adélaïde) groupent les dépôts compris entre les premiers sédiments discordants sur le soubassement archéen et les premières couches glaciaires. Ces deux limites sont nettement définies, mais la supérieure n'est pas toujours précise sur le terrain.

Les sédiments suivants se rencontrent dans le Torrensian: A) le Conglomérat de base, B) des arkoses et quartzites, C) des sédiments à grain fin. L'épaisseur totale varie entre 1000 et 1500 m.

A) *Le Conglomérat de base*

Dans les régions proches d'Adélaïde, W. Howchin (1906) appelle «Grès et conglomérats de base» les dépôts équivalents. Là cependant, les bancs pséphitiques ne reposent pas toujours sur le socle cristallophyllien et ils alternent avec d'épais bancs de grès. D. Mawson et R. C. Sprigg (1950) les nomment «Aldgate Sandstone» du nom d'un village à l'E d'Adélaïde.

Dans nos régions, les conglomérats occupent toujours, lorsqu'ls sont présents, l'extrême base du Torrensian.

Le Conglomérat de base est généralement d'une épaisseur inférieure à 100 m; il atteint exceptionnellement 170 m. Il renferme des galets de quartz et de quartzite, de dimensions variables, atteignant fréquemment 30 cm de diamètre. Ils sont aplatis, bien émoussés et toujours couchés dans le plan de stratification. La matrice est une arkose grossière à niveaux plus quartzitiques. Une fine stratification est souvent soulignée par de minces délits de minéraux lourds.

A l'W des noyaux cristallophylliens (série renversée) le contact avec l'Archéen est faillé et laminé. Les premiers sédiments reconnaissables sont généralement plus jeunes que le Conglomérat de base, qui n'existe que sur le front anticlinal à 6 km à l'E de la ville de Willunga. Il y est fortement laminé, les galets sont très étirés et la roche est interlitée avec de petites veines de quartz et d'oxyde de fer.

A l'E des noyaux cristallophylliens, le Conglomérat de base existe presque partout sous forme d'un banc unique. Il est bien visible à environ 6 km au SSE de l'agglomération de Mt.Compass et disparaît vers le N. Ceci est dû à un froissage tectonique; les conglomérats passent graduellement et latéralement à un schiste quartzeux et sériciteux. Les galets s'étirent, la roche se clive et des veines de quartz et d'oxyde de fer apparraissent. Nous avons observé un galet de quartzite s'effilant en une apophyse de quartz de 15 cm, allongée dans le sens du laminage. Il semblerait donc que les veines de quartz et d'oxyde de fer résultent de l'étirement des éléments du conglomérat. Le quartz et les oxydes de fer sont d'ailleurs abondants dans le Conglomérat de base.

En deux points, où le contact est normal, les conglomérats sont absents (6 km au N de Kuitpo Collony et 1500 m au SSW de cette localité), remplacés par des arkoses grossières à minéraux lourds.

B) *Les arkoses et les quartzites*

A l'E des noyaux cristallophylliens, on trouve ces roches à grain relativement grossier. Elles forment une assise, épaisse de 150 m environ, à la base du Torrensian et plus haut deux bancs très constants, de 30 à 50 m de puissance chacun. Ceci est valable dans la partie N de la région étudiée (à l'E de Willunga). Vers le S, les renseignements manquent, le Torrensian étant presque toujours couvert par des dépôts permiens et récents.

Ce sont des grès plus ou moins feldspathiques; ils se marquent bien dans la topographie, là où ils sont silicifiés. La roche a une stratification nette, parfois soulignée par des trainées de minéraux lourds.

A l'W des noyaux cristallophylliens, les arkoses et quartzites apparaissent interstratifiés dans toute la série, souvent sous forme de lentilles. Ils sont parfois riches en matière argileuse et micacée. On observe fréquemment un dédoublement local de bancs. C'est un peu comme de la sédimentation entrecroisée à très grande échelle.

C) *Les dépôts à grain fin*

La majeure partie du Torrensian consiste en roches à grain fin. La faciès varie de part et d'autre des noyaux cristallophylliens.

A l'W, ce sont des schistes verdâtres, très bien lités. Vers le sommet, un faciès plus silicieux, à grain fin, s'établit. La roche devient ainsi plus cassante, grise avec une patine crème. Le passage des schistes verdâtres aux couches plus silicieuses fines est graduel. Le contact des schistes avec les arkoses et les quartzites du Torrensian n'est pas toujours franc; le passage se faisant progressivement.

A l'E des noyaux cristallophylliens, ces sédiments sont des phyllades. La succession y est beaucoup moins uniforme. Des sédiments siliceux fins apparaissent à tous les niveaux et parfois les phyllades sont sableuses.

Le Torrensian de ces régions est donc essentiellement détritique. Son épaisseur est inférieure à 1500 m. Il diffère beaucoup des séries très épaisses à calcaires, dolomies et magnésites, qui règnent plus au N, dans le bassin sédimentaire du Système d'Adélaïde. Dans nos régions, les seuls dépôts assimilables à des calcaires sont très rares. Signalons, à l'E de Mt. Cone, deux minces bancs siliceux à cristaux d'actinote.

Le Torrensian varie de part et d'autre des noyaux cristallophylliens. Des grès feldspathiques argileux et micacés apparaissent à l'E des noyaux. Nous retiendrons ce fait, car nous retrouverons dans cette région des roches plus jeunes à faciès semblable.

Les Séries du Sturtian

Elles comprennent de bas en haut:

A) Le Glaciaire inférieur qui comprend:
une lentille de tillite à la base;

une formation différenciée qui comporte:
des conglomérats et quartzites interstratifiés avec des sédiments à grain fin;
une tillite au sommet.

B) L'Interglaciaire:
qui comporte des dépôts clastiques fins interstratifiés, à la base et au sommet, avec des bancs calcaires.

Les limites du Sturtian sont fixées à la base, par l'apparition des premières couches glaciaires (tillite, quartzite conglomératique ou quartzique). La limite supérieure coïncide avec le toit du premier banc calcaire important. Cette dernière limite doit souvent être prolongée approximativement, le calcaire étant lenticulaire.

A) *Les dépôts du Glaciaire inférieur*

Leur épaisseur varie de 300 à 1000 m.

1) *Les tillites.* Ce sont des roches d'origine glaciaire. De nombreux auteurs les ont étudiées en Australie méridionale. Le matériel détritique grossier serait apporté par des glaces flottantes, ou icebergs. Les galets et blocs erratiques conservent parfois des stries glaciaires et l'on observe, d'après la façon dont ils sont disposés dans les couches, qu'ils ont été «lâchés» in situ. Dans d'autres régions, les tillites sont parfois associés à des moraines terrestres et à des varves.

Dans notre région, les blocs erratiques sont petits, ils ne dépassent généralement pas 3 ou 4 cm, quelques-uns atteignant 30 cm. Les plus gros sont d'origine sédimentaire (arkoses et quartzites) et toujours très bien émoussés; les petits sont des débris plus anguleux, de quartz et de feldspath généralement, parfois d'un gneiss à texture fine. Les débris sont épars dans la roche et non concentrés par niveaux.

La matrice est probablement une boue limoneuse, solidifiée. C'est une pâte bleutée dans laquelle ressortent des débris de toutes sortes, non orientés: blocs erratiques, grains de sable et paillettes de mica. La pâte peut être massive ou stratifiée.

Le Glaciaire inférieur comprend deux niveaux de tillite, l'un à la base, l'autre au sommet.

a) Le niveau inférieur est réduit à une très petite lentille de quelques m². (Au N de la route du Honeysuckle Flat, 1500 m au NE de l'intersection de celle-ci avec le chemin de Strathburn). La tillite est bien stratifiée, de nombreux galets de calcaire dolomitique se trouvent dans l'échantillon prélevé. Ceci est intéressant car, comme nous l'avons vu, plus au N, le Sturtian est transgressif sur les couches du Torrensian.

b) Le niveau supérieur de tillite est beaucoup plus constant. Elle est rarement stratifiée. La tillite forme un banc, épais généralement de quelques dizaines de mètres, mais pouvant atteindre 100 m. Ces variations de puissances reflètent les irrégularités de distribution des blocs erratiques dans une sédimentation continue.

Ce banc est pris comme repère pour séparer le Glaciaire inférieur de l'Interglaciaire. En procédant par coupes successives, cette limite est très franche, mais n'est pas synchrone partout.

A l'W des noyaux cristallophylliens, cette tillite est presque continue. A l'E, elle n'est développée que dans le N de la région, où sa puissance est grande. Elle est plus métamorphique, ce qui se marque par l'apparition de nombreux cristaux de scapolite authigène, qui lui donnent une apparence tachetée. Elle disparaît rapidement vers le S.

2) *Les quartzites et couches conglomératiques.* Ces couches font partie du complexe glaciaire. Généralement elles sont en effet encadrées par les deux niveaux de tillite. Il est rare d'en trouver dans la tillite elle-même. Ce sont des bancs de quartzite et de quartzite conglomératique qui alternent avec des sédiments à grains plus fins.

a) Les conglomérats apparaissent en bancs importants et en petites lentilles dans les quartzites. Ils sont absents à l'E des noyaux cristallophalliens, au S de Mt. Compass, précisément là où la tillite fait aussi défaut. Les quartzites, par contre, y sont toujours présents.

Les galets des conglomérats sont presque toujours taillés dans des quartzites. Ils sont bien arrondis et de mêmes dimensions que ceux de la tillite.

Nous présumons que les conglomérats sont aussi d'origine glaciaire et déposés en milieu aqueux par des glaces flottantes. Ce type de dépôts a souvent été dénommé «fluvioglaciaire» dans la littérature géologique australienne. Il faut, peut-être voir là des apports déjà triés avant leur dernier transport par les glaces flottantes.

b) Les bancs de quartzite sont généralement au nombre de trois, parfois de six. Leur épaisseur atteint 10 m par banc, mais peut diminuer et le banc peut même disparaître complètement. Des bancs se rejoignent parfois. Ce phénomène est bien illustré à l'W des noyaux cristallophylliens. Il est difficile de savoir si cela résulte de répétitions tectoniques où s'il s'agit d'un phénomène sédimentaire. Peut-être, les deux causes ont-elles joué.

Les quartzites sont plus ou moins arkosiques, généralement massifs, parfois stratifiés. Grâce à leur résistance à l'érosion, ils forment des mésas ou des cuestas portant encore parfois des restes de la couverture tertiaire. Mt. Magnificent, par exemple, est le point culminant d'une cuesta très bien marquée.

3) *Les sédiments à grain fin.* Nous adopterons le terme de micrograès, tel qu'il est défini par G. Lucas (1942) pour désigner les anciens sédiments siliceux détritiques fins, ou boues limoneuses.

Des micrograès séparent les bancs de quartzite et forment la matrice des tillites. Il n'existe aucune différence lithologique entre ces couches et celles du Torrensian, dont les dépôts sommitaux sont siliceux. De même, il n'y a pas de différence entre les micrograès des dépôts du Glaciaire inférieur et ceux qui forment la base de l'Interglaciaire.

Les micrograès sont gris bleuté. Ils contiennent souvent du matériel détritique feldspathique, ce qui leur donne une patine crème là où ils sont proches des anciennes surfaces d'érosion pliocènes et quaternaires. Cette patine fait ressortir une fine stratification.

Les micrograès sont très constants de part et d'autre des noyaux cristallophylliens; la seule différence observée est due à un métamorphisme plus poussé à l'E. Ceci fait ressortir la stratification, accusée par de minces délits de phyllades, originellement plus argileux.

*

La subdivision des dépôts du Glaciaire inférieur en deux tillites séparées par des quartzites conglomératiques, aussi d'origine glaciaire, nous permet de faire quelques corrélations avec d'autres régions du Système d'Adélaïde.

La tillite supérieure se retrouve non loin d'ici, dans la coupe type, car elle est en-dessous des dépôts interglaciaires et aussi au-dessus d'un groupe de quartzites, appelé «Belair Group». Cet horizon de tillite y porte le nom de «Sturt Tillite».

D. MAWSON, en 1949, décrit une succession glaciaire dans les Chaînes de Flinders, à l'E de Hawker (soit 300 km au N d'Adélaïde). Là aussi, il y a deux horizons de tillite en-dessous des interglaciaires. Ces deux tillites sont séparées par des arkoses et quartzites. D. MAWSON considère le niveau supérieur comme l'équivalent du «Sturt Tillite» et nomme l'inférieur «Bibliando Tillite».

Dans la région de Mt. Painter, à 600 km au N d'Adélaïde, les dépôts du Glaciaire inférieur comportent deux tillites massives, l'un à la base et l'autre au sommet. Là où l'on s'approche du bord du bassin de sédimentation, qui est aussi le lieu d'origine des blocs erratiques, ces deux horizons de tillite sont séparés par de très nombreuses lentilles de tillite massive, de tillite stratifiée et de quartzites conglomératiques.

Les dépôts du Glaciaire inférieur, de la région étudiée, se parallélisent donc très bien avec ceux d'autres régions. Dans l'état de nos connaissances actuelles, dans toute l'Australie méridionale, le Glaciaire inférieur, présente les caractères suivants: ce sont des couches marines, comprenant des développements de tillite et de fluvio-glaciaire; les tillites sont généralement à la base et au sommet; le niveau supérieur étant mieux développé.

B) *Les dépôts de l' Interglaciaire*

Ces couches de 600 m d'épaisseur sont caractérisés par leur stratification feuilletée et par leur position stratigraphique entre les dépôts du Glaciaire inférieur et du supérieur. Elles contiennent fréquemment des calcaires, soit stratifiés et feuilletés, soit massifs.

Avant d'aborder leur description et pour mieux comprendre certains phénoménes décrits par la suite, il est utile de décrire le passage vertical de ces couches aux tillites.

Dans la région de Kulpara, à 70 km plus au N, comme dans la région de Mt. Painter, on assiste à d'intéressantes variations de faciès. Les tillites et les fluvio-glaciaires passent à des bancs calcaires et dolomitiques. C'est au voisinage du contact des tillites et des formations de l'interglaciaire que les passages latéraux des faciès sont visibles: tillite massive – alternance de tillite et de bancs calcaires – calcaires conglomératiques sableux – enfin, calcaires et dolomies à très rares galets. Ces derniers bancs prolongent donc une digitation de tillite dans l'Interglaciaire. Ils peuvent se suivre sur des kilomètres (fig. 2).

En s'approchant des terres émergées (au Sturtian), ce qui peut être observé à Mt. Painter, les tillites deviennent de plus en plus épaisses. Le Glaciaire inférieur y est transgressif sur l'Archéen auquel sont arrachés les blocs erratiques des tillites. Le phénomène, décrit au paragraphe précédent, est particulièrement bien développé. Les bancs de calcaire, qui passent aux digitations de tillite, se suivent très loin dans le bassin sédimentaire.

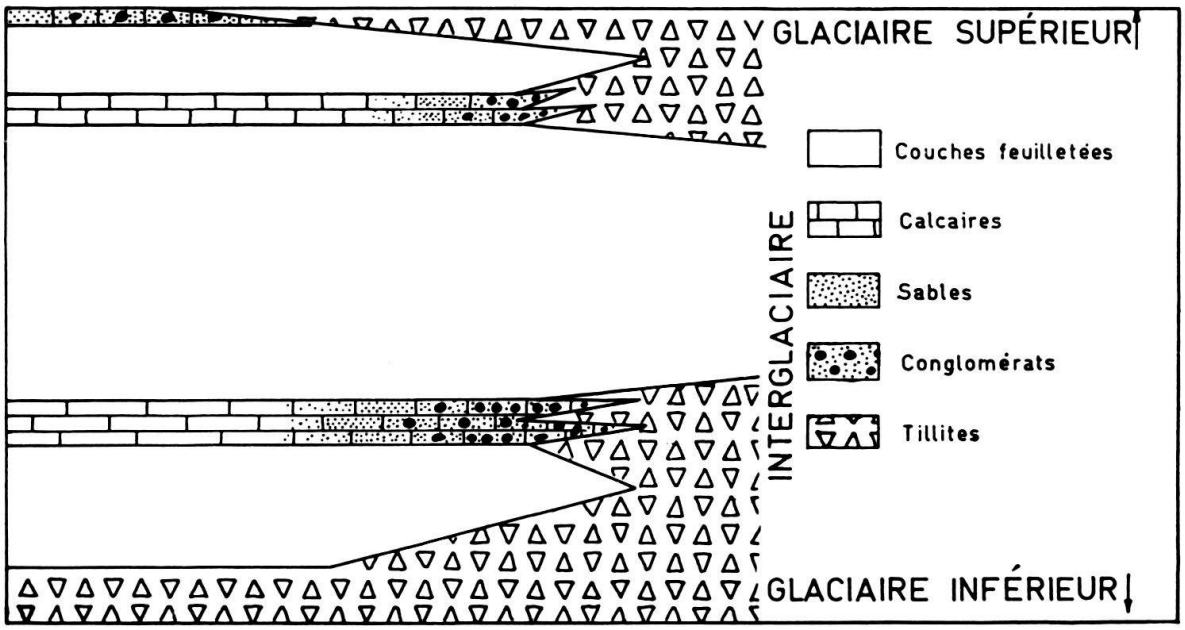


Fig. 2. Croquis très schématique, montrant le passage des tillites aux couches feuilletées de l'Interglaciaire

Ce phénomène pourrait s'expliquer par un réchauffement des eaux. Ce dernier provoquerait la précipitation des carbonates au large, la fusion brusque des icebergs à la côte et le dépôt sur les terres émergées de tillite normale (moraine terrestre).

1) *Les bancs calcaires.* L'Interglaciaire de la feuille Milang contient des couches de calcaire et de dolomie. Elles sont fréquentes au sommet de l'Interglaciaire, près du contact avec le Glaciaire supérieur. A la base, il n'en existe qu'une, prolongeant un quartzite (Au NW d'Ashbourne).

Les bancs carbonatés atteignent 30 m d'épaisseur, mais ils ne sont pas constants. Ils passent souvent à des couches détritiques à grain fin. Qu'il soit latéral ou vertical, le passage se fait de la même façon: on voit dans le calcaire massif ou rubané, apparaître des délits finement détritiques qui envahissent la pâte, donnant naissance à une roche entièrement détritique, à ciment légèrement calcaire et contenant de très rares délits, plus riches en carbonate.

Un des bancs est plus constant que les autres. La limite du Sturtian et du Marinoan est placée au-dessus de ce banc, en prolongation des subdivisions faites sur la feuille au N (R. C. Sprigg et B. Wilson 1954). Nous adoptons les vues de ces auteurs sur l'équivalence probable de ce banc avec le «Brighton Limestone» de la section type.

Le calcaire est parfois dolomitique, le plus souvent finement siliceux. A l'E des noyaux cristallophylliens, il est marmorisé et riche en pyrite.

2) *Les sédiments à grain fin.* A la base, ce sont des microgrès. Ils passent vers le haut, à des schistes argileux. Au sommet de ces derniers apparraissent des schistes à niveau sableux et à silt. Comme mentionné précédemment, ils sont très bien lités dans toute leur épaisseur. Les couches se clivent bien et sont exploitées, près de Willunga, comme schistes ardoisiers. W. Howchin (1904) les a baptisé «Tapley's Hill Slates». Elles ont été reconnues partout où le Système d'Adélaïde existe.

Les Séries du Marinoan

Elles comprennent de bas en haut:

A) 200 m environ de couches de l'Interglaciaire.

B) Le Glaciaire supérieur avec des calcaires, des conglomérats et des dépôts clastiques fins.

C) Les dépôts du Marinoan supérieur (ou dépôts postglaciaires).

A l'W des noyaux cristallophylliens:

1) Une alternance de quartzites, grès impurs et microgrès.

2) Un banc unique de schistes argileux pourpres.

A l'E des noyaux cristallophylliens: des phyllades plus ou moins siliceuses avec des lentilles de grès feldspathiques impurs.

La limite supérieure du Marinoan est placée comme suit:

A l'W des noyaux cristallophylliens, au-dessus des schistes pourpres. Cette limite est nette sur la feuille Milang, les sédiments plus jeunes les recouvrent en discordance.

A l'E des noyaux cristallophylliens, le haut de la série manque, enlevée pendant une période d'érosion. Les dépôts plus jeunes sont transgressifs.

A) *Les dépôts de l' Interglaciaire*

La sédimentation continue inchangée. Les dépôts sont feuilletés, ce sont des schistes à niveaux siliceux, parfois calcaires.

B) *Les dépôts du Glaciaire supérieur*

Ces couches sont représentées de part et d'autre des noyaux cristallophylliens. Elles sont caractérisées par des horizons pséphitiques qui apparaissent en lentilles à tous les niveaux. Le Glaciaire supérieur est puissant de 500 m environ.

Les sédiments suivants constituent le niveau B.

1) *Les calcaires.*

A l'E des noyaux cristallophylliens, il en existe jusqu'à trois lentilles qui atteignent 30 m d'épaisseur chacune. Ces roches sont associés aux couches conglomératiques; souvent, il y a passage latéral avec interdigitations, comme nous l'avons décrit pour d'autres régions d'Australie méridionale.

Les calcaires sont parfois dolomitiques. Ils contiennent généralement de la pyrite. Ils sont marmorisés, massifs ou lités.

A l'W, une seule lentille de calcaire affleure (tout près de Willunga). C'est un marbre blanc à cristaux de pyrite. Il n'est pas associé à des bancs pséphitiques.

2) *Les conglomérats*

Ce sont de très nombreuses petites lentilles, réparties dans toute l'épaisseur du Glaciaire supérieur. Parfois, elles sont groupées, suivant un horizon continu.

Les galets sont d'origine sédimentaire ou cristalline: quartzite, arkose, microgrès, schiste et rarement aplite. Ils sont bien émoussés, sauf pour des schistes et microgrès qui sont plus anguleux. Les galets de quelques centimètres sont très

rares. Leur taille est inférieure au centimètre. Ils sont parfois disposés selon le plan de stratification, mais souvent disséminés dans une pâte fine.

La matrice est presque toujours massive, de couleur verdâtre. C'est un micrograès.

3) *Les sédiments terrigènes à grain fin*

Ces dépôts alternent avec des calcaires et des conglomérats. Ils sont analogues aux couches de l'Interglaciaire. Ce sont des schistes limoneux. Par endroits, ces couches sont envahies par un faciès grèseux feldspathique et micacé. Ceci peut être observé de part et d'autre des noyaux cristallophylliens. Ce faciès apparaît en grosses lentilles, par exemple, entre la route de Delabole Hill et la colline de Mt.Terrible, et à l'E dans la coupe de la route Ashbourne–Bull's Creek, à l'extrémité N de la feuille.

Ces couches sont donc considérées comme d'origine glaciaire. Elles sont pséphitiques et contiennent du matériel cristallin. Les galets sont parfois épars dans la roche qui devient ainsi une tillite à petits galets. Dans d'autres régions, des dépôts occupant une même position stratigraphique, sont associés à des tillites certaines.

En conclusion: Le Glaciaire supérieur est présent partout où existe le Système d'Adélaïde. Il est moins épais que le Glaciaire inférieur. Il est représenté par des tillites, des quartzites conglomératiques, des niveaux à petits galets et des calcaires plus ou moins riches en débris erratiques.

C) *Le Marinoan supérieur* (ou couches post-glaciaires)

Les faciès de la partie sommitale du Marinoan varient beaucoup de part et d'autre des noyaux cristallophylliens. L'épaisseur de 1000 m environ est constante partout.

1) A l'W, sa limite inférieure est marquée par des couches siliceuses.

Elles comprennent:

a) Trois bancs de quartzite de 10 à 30 m d'épaisseur chacun. La roche est très pure, rarement feldspathique et contient de nombreuses petites vacuoles de 1 cm de long. Ce sont probablement des empreintes de galets de boue. La roche, complètement silicifiée, se marque bien dans la morphologie. Par légère réduction granulométrique, par accroissement de matière feldspathique et argileuse, ces bancs passent verticalement à

b) des grès feldspathiques, argileux. Ils forment des bancs plus épais que les quartzites. Ils sont bien lités et ornés de ripple marks. Par réduction de la dimension du grain, ces roches passent à

c) des micrograès feldspathiques et argileux, qui forment la majeure partie des couches post-glaciaires. Ces couches sont aussi litées et leur couleur est brun-vert, leur patine crème.

Il existe de nombreuses récurrences de quartzites dans les grès ou de grès dans les micrograès. Les bancs sont irréguliers, montrant des interdigitations, des dédoublements et des formes lenticulaires. Tout cela suggère une sédimentation de bassin paralique, telle qu'elle est décrite dans l'Avant-Fosse Molassique alpine par A. Bersier (1938, 1948) et définie par J. Tercier (1939). Cette formation différenciée est surmontée par

d) des schistes argileux, pourpres, à silt. Sur la feuille Milang, ils forment un banc unique, qui termine le Marinoan. Le banc est bien délimité, et mesure 10 à 15 m d'épaisseur. La roche est argileuse, légèrement siliceuse et feldspathique. La pâte est particulièrement fine, et contient de rares grains de sable. La stratification est extrêmement fine, visible à la loupe seulement. Elle est soulignée par des trainées plus pourprées.

Dans les régions voisines, de tels bancs se trouvent interstratifiés dans tout le Marinoan supérieur. Dans la région de Kulpara, (plus au N) ils forment de nombreuses lentilles dans une formation essentiellement gréseuse.

La couleur pourpre est un apport continental, nous verrons qu'elle est liée à la proximité du socle Yilgarnia. Ces couches s'encadrent bien dans une sédimentation paralique. Nous les considérons comme des dépôts de lagunes, séparées de la mer par des barres sableuses.

Le Cambrien surmonte ces dépôts.

2) A l'E des noyaux cristallophylliens, la succession est moins différenciée. Ce sont des microgrès et des phyllades gris. Très localement (à 3 km au NNE d'Ashbourne), les microgrès sont cantonnés à la base et les phyllades au sommet. Ailleurs, les deux types alternent plusieurs fois. Ces couches sont toujours à grain fin et bien litées.

Dans ce secteur oriental, la sédimentation a peu varié dans le Marinoan, hormis les couches à galets erratiques et les calcaires, aussi rattachés aux glaciations.

LE CAMBRIEN

Ce paragraphe ne traite que des dépôts cambriens d'âge presque certain. Ils affleurent à l'W des noyaux cristallophylliens, dans la pente des collines, en bordure des plaines quaternaires, au SW de Willunga.

Un nouveau cycle sédimentaire débute avec le Cambrien qui repose, en discontinuité stratigraphique, sur les couches pourpres du Marinoan. Le Cambrien est caractérisé par une sédimentation surtout calcaire. Sa limite supérieure est inconnue, le Cambrien étant recouvert directement par le Quaternaire des plaines. Les couches observées ont une épaisseur de 300 m environ. Les niveaux suivants se succèdent de la base au sommet:

A) arkoses grossières.
B) interdigitations de:
  1) quartzites et de
  2) calcaires.
C) schistes argileux et siliceux décalcifiés.
D) calcaires à Archaeocyathinae.
E) schistes à nodules, parfois phosphatés.

A) Les arkoses grossières reposent sur les couches pourpres du Marinoan. Le contact est net. Les arkoses sont très constantes, disposées en couches de 10 à 30 m d'épaisseur, bien silicifiées et massives. L'arkose est pure. Le grain est grossier, atteignant 1 à 2 mm, bien arrondi. Elles sont surmontées par

B) des quartzites et des calcaires.

1) Par légère réduction granulométrique et par appauvrissement en matériel feldspathique, les arkoses de base passent aux quartzites. Ces derniers, aussi, sont complètement silicifiés. Le grain est relativement grossier, la roche est pure, massive, dure et sonore au choc. Ces couches ne sont pas constantes, elles passent, latéralement, par interdigitation à

2) des calcaires. B. Campana et B. Wilson (1954) ont adopté dans leur région d'étude cette assise calcaire, comme base du Cambrien. Ils y ont observé des «Archaeocyathinae microscopiques». Ces fossiles n'ont pas été retrouvés dans notre région.

Le calcaire est gris-acier, lité, parfois finement recristallisé, riche en matériel siliceux et argileux. Ce passage aux quartzites s'observe à toute échelle. Le contact des deux roches est généralement très franc. On voit des alternances de bancs calcaires et quartzitiques (5 à 40 cm) ainsi que des lentilles de l'un dans l'autre. La silicification complète du quartzite et la dissolution du calcaire en surface, mettent en relief le premier qui donne à l'affleurement des dalles ou des bancs vacuolaires. L'ensemble a 30 m de puissance.

Les calcaires passent, à leur sommet, à

C) des schistes décalcifiés, finement siliceux. Ces roches ont une puissance de l'ordre de 150 m. Leur passage, aux calcaires sous-jacents, est graduel.

A leur base, les schistes contiennent des bancs sableux, vers le sommet, la roche devient plus uniforme. Ce sont des schistes, très finement siliceux et bien lités.

Il semble que ces schistes soient décalcifiés. L'on voit souvent des zones qui ont échappé à ce phénomène, elles sont à délits plus calcaires. Aussi, en général, la roche présente des passées plus friables que d'autres. Ajoutons que leur apparence est très semblable à celle des couches décalcifiées de l'Interglaciaire. Dans les régions proches de Willunga, des gorges profondes nous permettent de les suivre jusqu'à la roche fraîche et calcaire. Cette altération semble ancienne, elle est liée à la présence d'une surface pliocène, marquée par un remaniement important des carbonates, à l'état de solution. Vers le haut, les schistes alternent avec de minces zones plus friables, brunâtres, qui étaient originellement des délits plus calcaires et passent ainsi au

D) Calcaire à Archaeocyathinae. La prolongation de cette assise découverte par W. Howchin en 1897, est devenue classique, en Australie méridionale, à cause de sa faune. Suivant l'usage, nous lui gardons son nom d'«Archaeocyathinae Limestone» (E. N. Teesdale-Smith 1956) bien qu'il n'ait pas livré de fossiles dans notre région où la roche affleure très mal. Elle est généralement recouverte de croûtes carbonatées. Là où elle est fraîche, c'est un calcaire massif gris-blanc.

L'épaisseur du calcaire doit être inférieur à 30 m. Sa limite supérieure n'a pas été observée, mais elle semble brutale. Il est surmonté par

E) des schistes à nodules. Ces schistes sont bien lités, en couches d'épaisseurs variables (de quelques cm à quelques dm). La roche est argileuse, finement siliceuse et parfois micacée. Les nodules, de quelques centimètres de diamètre, ont généralement la même composition que la roche encaissante. Parfois, ils sont enduits d'une laque noire micacée, certains, plus petits, sont phosphatés.

B. DAILY (1956) date du Cambrien inférieur grâce à des données paléontologiques, des couches de position analogue affleurant dans les régions voisines.

Le Groupe du Kanmantoo

Lithologie

A l'E des noyaux cristallophylliens, le Système d'Adélaïde est recouvert par une épaisse et monotone succession de sédiments sans fossiles. Ces roches occupent la moitié SE de la région étudiée. Ce sont en très grande majorité des grès feldspathiques et minacés (A), des schistes argileux et des calcaires (B), des grès feldspathiques (C) avec un marbre interstratifié (D).

A) *Les grès feldspathiques et micacés.* Ils sont de couleur grise, souvent massifs, parfois bien lités. Par endroits, la stratification est entrecroisée et montre des coulées de boue; plus rarement, elle est fine et horizontale, à surfaces micacées.

La proportion de feldspath, mica et argile est variable. Le quartz est toujours présent. La gamme des roches représentées est donc vaste; elle va des quartzites impurs aux phyllades, avec des passages progressifs ou brutaux. De nombreux passages latéraux existent aussi.

Une subdivision stratigraphique très sommaire donnerait:

a) A la base, 300 m environ de sédiments, essentiellement sableux.

b) Au sommet, des couches plus argileuses à débris siliceux et feldspathiques plus fins. Ce sont généralement des phyllades.

Très localement, le Kanmantoo comporte une succession différenciée, mais lenticulaire, à sa base, soit:

B) *Les schistes argileux et des calcaires.* Une de ces lentilles longe la cuesta de Mt. Magnificent. Les couches s'orientent approximativement NNE-SSW. Elles affleurent bien dans la coupe de la rivière Finniss, 1500 m au S de Mt. Magnificent. L'on y reconnait de bas en haut:

a) un calcaire à la base

b) des schistes pyriteux à nodules phosphatés (selon la définition de R. C. SPRIGG et B. CAMPANA (1953), le groupe du Kanmantoo débute au-dessus des couches phosphatées: ces deux niveaux seraient donc dans le Cambrien de ces auteurs)

c) des grès impurs

d) un marbre interstratifié dans des grès impurs.

a) Le calcaire à la base du Kanmantoo, forme une lentille, épaisse de quelques dizaines de m et longue de 100 m environ. A la base, c'est un calcaire massif, marmorisé, à zones dolomitiques. Au sommet, des délits de quartzite et de microgrès de 10 à 40 cm apparaissent, donnant une roche rubanée. Les délits calcaires deviennent détritiques et moins grossièrement recristallisés.

En suivant le contact de base du Kanmantoo, depuis la rivière Finniss et vers le NNE, l'on voit deux autres lentilles calcaires. L'une est à 1000 m de la première, l'autre est à 2200 m.

b) Des schistes pyriteux, à nodules phosphatés, surmontent le calcaire. Ils sont épais de 150 m dans la coupe de la rivière. Ce sont des schistes argileux, bien lités, caractérisés par une coloration bleu-noir et par des enduits rouges et jaunes sur les

surfaces de clivage. Cet encroûtage est de limonite et de soufre. Il est dû probablement à la décomposition de la pyrite. Comme le remarque D. MAWSON (1939), les schistes contiennent de petits nodules noirs phosphatés.

A ces schistes s'associent de minces délits sableux à scapolite authigène et un banc de quartzite bleu, épais d'une quinzaine de mètres.

Cette formation complexe est lenticulaire. Elle se suit, vers le NNE, sur 4 km et vers le SSW sur 150 m. Des schistes analogues, mais sans marbres, quartzite, scapolite et phosphate, se retrouvent au SSW à 2 km de là.

Au N d'Ashbourne, des schistes noirs à pyrite et délits sableux se retrouvent à la base du Kanmantoo, sur plus de 3 km. Nous les considérons comme les mêmes.

c) Des grès feldspathiques et micacés surmontent les schistes à nodules phosphatés. Ces grès affleurent en bancs épais. Ils sont de faciès analogue à celui qui domine dans le Kanmantoo. A 300 m de leur base, il y a, toujours dans la coupe de la rivière:

d) un marbre, interstratifié dans ces grès impurs. Le contact inférieur est tranché, le supérieur est mal défini; des délits siliceux apparaissent et la roche perd ainsi son individualité.

Le calcaire n'affleure pas au S de la rivière, où la sédimentation de grès est ininterrompue. Vers le NNE, les couches calcaires se suivent sur 1200 m, puis passent latéralement à des phyllades sableux. Ces derniers se suivent, en un banc mal délimité, sur 3 km.

La transgression du Kanmantoo

Au N d'Ashbourne, le Kanmantoo repose sur les couches du Marinoan. Entre 1,5 km au N de cette localité et jusqu'à la cuesta de Mt. Magnificent, les roches s'orientent, en gros NE-SW. Le Kanmantoo repose en discordance angulaire sur des roches toujours plus anciennes. Ce contact peut difficilement être interprété comme faillé car il y est replissé. Par exemple: dans l'anticlinal au NW d'Ashbourne, le Kanmantoo repose sur les dépôts post-glaciaires du Marinoan; dans la charnière du synclinal qui fait suite à l'E, le contact a atteint les dépôts du Glaciaire supérieur (fig. 3). Au pied de la cuesta du Mt. Magnificent, le Kanmantoo repose sur un quartzite, de la base du Glaciaire inférieur. Nous pensons que le Kanmantoo est transgressif. 6 km à l'E d'Edinburgh Swamp, au N de la vallée du Haut Hindmarsh, il repose sur des dépôts du Glaciaire inférieur, tantôt sur un quartzite et tantôt sur des microgrès. A sa base, le grain est très grossier et la direction des couches fait un angle de 10° avec le contact de base du Kanmantoo. Ce phénomène a été observé aussi à 3 km au SE de Spring Mount. Nous pensons que le Kanmantoo transgresse sur une surface accidentée.

L'âge du Kanmantoo

Comme nous l'avons vu, à l'W des noyaux cristallophylliens, un nouveau cycle débute avec le Cambrien. Il est transgressif sur des dépôts paraliques. Il est calcaire surtout et contient au sommet des couches phosphatées.

Le Kanmantoo contient, à sa base, dans la coupe de la Finniss, une lentille de schistes à phosphate. Au SW de cette région, des dépôts analogues ont été reconnus sur les deux flancs d'un anticlinal par B. CAMPANA et B. WILSON (1954). Là, les

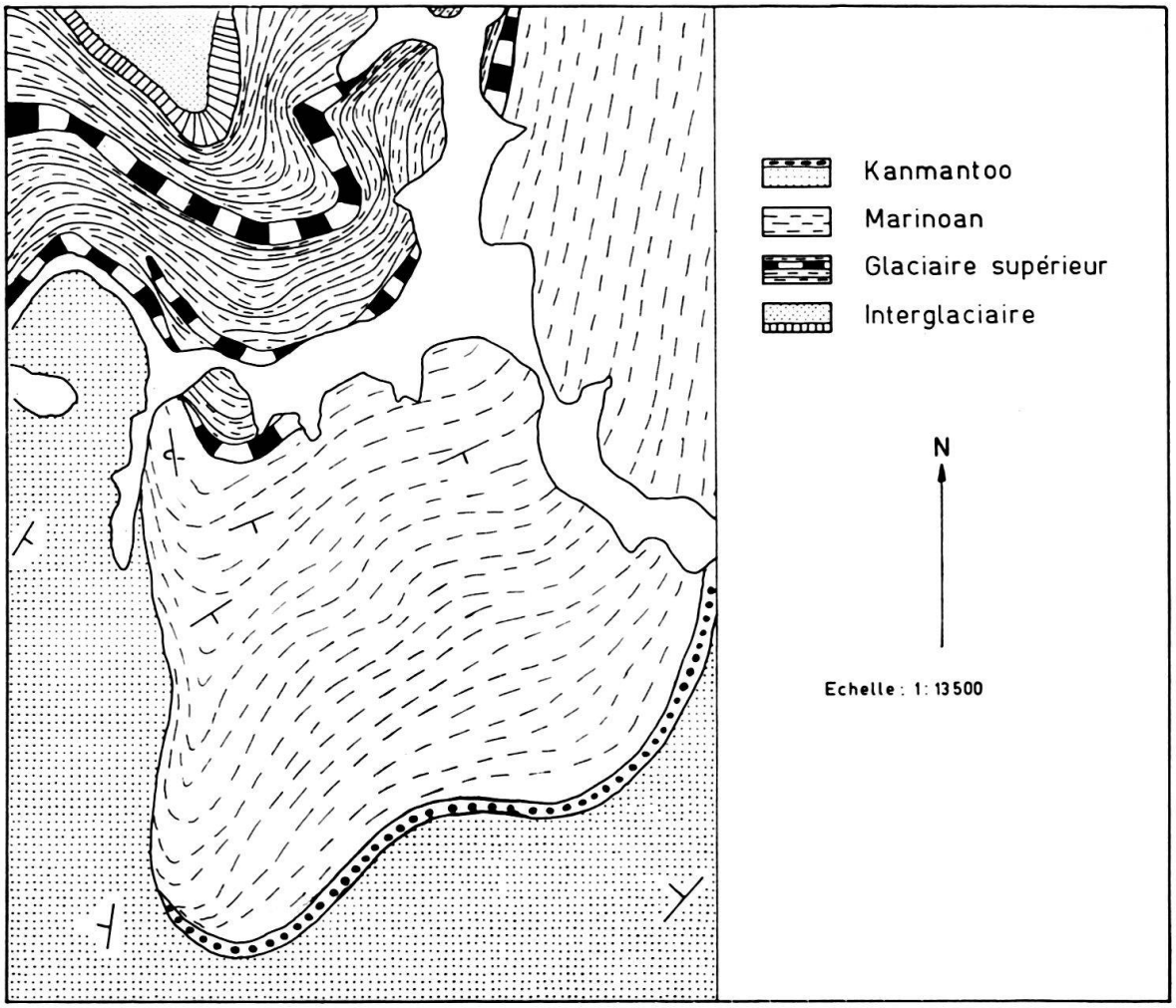


Fig. 3. Carte géologique de la région sise à 1,6 km au NNE de Ashbourne.

dépôts du flanc oriental sont de faciès identiques, avec les couches phosphatées de la coupe de la Finniss et les dépôts du flanc occidental prolongent les affleurements cambriens à l'W des noyaux cristallophylliens.

Les couches phosphatées et les calcaires de la coupe de la rivière Finniss sont lenticulaires et interstratifiées avec des grès impurs. Ils sont à la base du Kanmantoo mais ne peuvent en être séparés. Sur la base de la corrélation de ces couches avec celles levées par B. Campana et B. Wilson, nous attribuons le Kanmantoo au Cambrien. Sa base serait l'équivalent du Cambrien de l'W des noyaux cristallophylliens.

Dans l'Ile Kangaroo, au SW de la feuille Milang, le Kanmantoo est transgressif sur le Cambrien inférieur (B. Daily 1956). Mais il existe d'autres transgressions plus anciennes, dans le Cambrien inférieur. Le faciès du Kanmantoo n'aurait donc pas débuté de façon synchrone et la transgression ne serait pas simple. Ceci semble plausible à une époque où les plissements orogéniques étaient actifs.

Ainsi que nous l'avons décrit, un faciès analogue à celui du Kanmantoo envahit les roches sous-jacentes du Système d'Adélaïde, surtout à l'E des noyaux cristallophylliens. Il est donc probable que, plus à l'E du contact de base du Kanmantoo, le Protérozoïque apparaisse dans les cœurs anticlinaux avec un faciès de grès micacés.

Nous n'avons pas de données pour fixer l'âge du sommet du Kanmantoo, sinon que le Permien le recouvre en discorsdance. B. DAILY date la fin du plissement et de la sédimentation au Cambrien moyen, dans les régions où le Cambrien a un faciès différent du Kanmantoo et où il repose sur le Système d'Adélaïde.

TECTONIQUE

Introduction

Le Protérozoïque et le Paléozoïque inférieur ont été plissés avant le Permien. Il n'existe pas de critères pour dater avec précision la fin de cette orogénèse Comme les derniers dépôts plissés sont cambriens, les auteurs australiens admettent que l'orogénèse est Paléozoïque inférieure, soit, en gros, rattachée aux plissements calédoniens ou taconiques.

Tous les plis de notre région sont parallèles entre eux; ils sont orientés N 5° E à N 20° E, soit approximativement N–S. Les axes sont affectés de dépressions et de culminations; là où les culminations sont maximales, l'Archéen affleure. On observe que les cœurs anticlinaux archéens sont groupés, décalés les uns par rapport aux

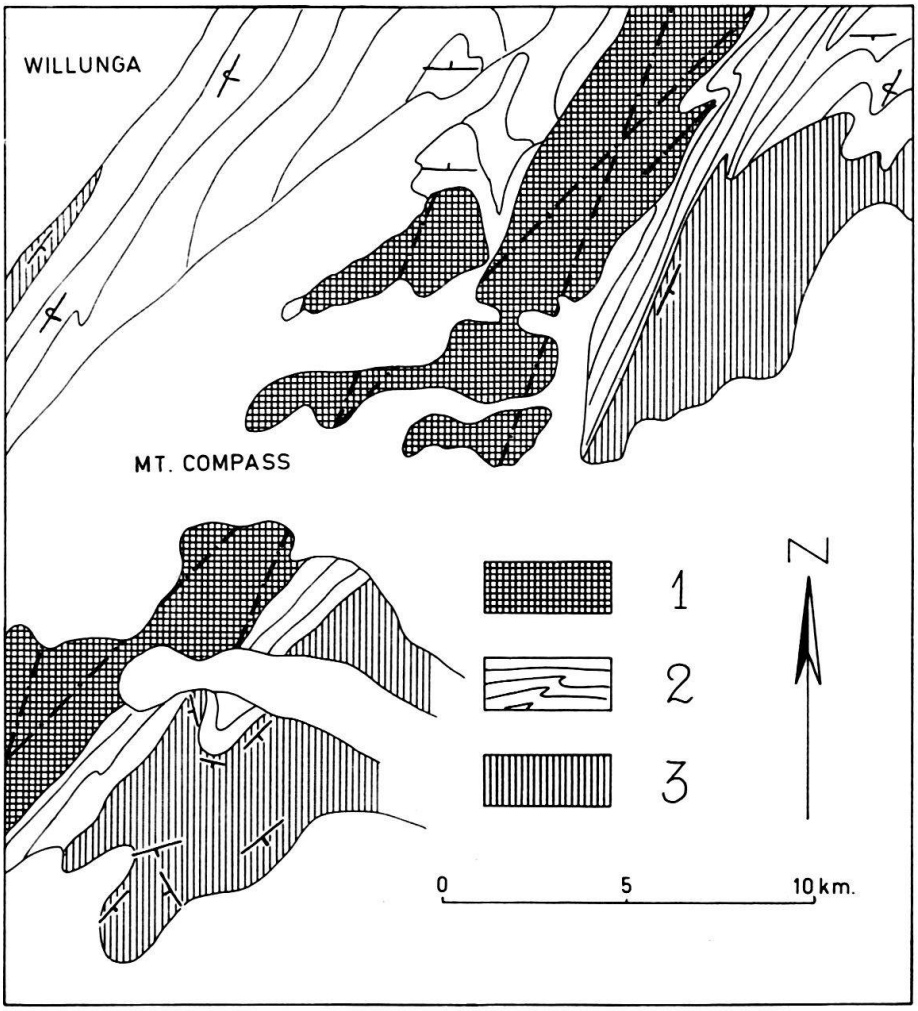


Fig. 4. Esquisse tectonique de la région de Mt. Compass au 1 : 250000
1: Archéen, 2: Protérozoïque, 3: Paléozoïque
Les axes des plis sont marqués par des lignes interrompues

autres suivant une direction NE–SW. La culmination est parfois telle que les cœurs archéens forment des affleurements continus, l'érosion ayant débarassé les charnières synclinales de leur contenu sédimentaire.

L'ensemble donne donc l'image d'anticlinaux orientés NE–SW, replissés suivant des axes N–S (fig. 4).

Il existe quelques décrochements, mais ils sont rares. Ils sont antérieurs au Permien, mais ont parfois rejoué postérieurement.

Nous décrirons successivement les plis N–S, les plis de direction NE–SW, les décrochements. Tous ces phénomènes sont aisément visibles dans la portion NW de notre carte, où les séries sont bien différenciées. En revanche, dans les terrains monotones du Kanmantoo, les plis sont difficiles à mettre en évidence.

Les plis et chevauchements orientés N–S

Les plans axiaux sont généralement déversés vers l'E et les plis passent à des plis-failles chevauchants.

Les chevauchements se marquent, sur la carte, comme des décrochements; ceci est dû au fort plongement axial des plis.

Les plis et chevauchements sont bien visibles entre Ashbourne et Kuitpo Collony. Là, les couches jeunes (Interglaciaire à Kanmantoo) sont plissées en une succession d'anticlinaux et synclinaux. Plus au N, le plongement des axes vers le S fait apparaître les roches plus anciennes du Système d'Adélaïde. Le style devient moins souple, les couches sont répétées plusieurs fois par des chevauchements cassants.

Le pli NE–SW.

Le lieu des points, des culminations axiales, est marqué, dans la région, par une ligne qui passe par Mt. Compass. Elle est orientée NE-SW. Comme elle est oblique sur la direction des axes des plis N–S, trois cœurs anticlinaux s'échelonnent du NE au SW sur la feuille Milang. Ce sont nos noyaux cristallophylliens. A la culmination des axes, l'Archéen est continu à l'affleurement. Les synclinaux séparant ces cœurs anticlinaux sont fortement écrasés dans les couches du Torrensian et dans l'Archéen. Dans un cas (2,8 km à l'ENE de la colline de Mt. Compass) la charnière synclinale, dans l'Archéen, a dégénéré en chevauchement que suit un dyke basique.

De part et d'autre des culminations, les plongements axiaux sont très marqués. Ils peuvent être mesurés sur le front N et sur le front S de chacun des cœurs anticlinaux archéens ainsi que dans leur enveloppe de Torrensian; ils sont proches de la verticale. Mais, pour les couches plus jeunes, le style du plissement est différent de part et d'autre de la ligne qui joint les culminations axiales; au SE, (soit à l'E des noyaux cristallophylliens) le Marinoan et le Kanmantoo sont encore plissés avec les axes orientés N–S. Par contre, au NW, ce n'est pas le cas. Les couches profondes (Archéen, Torrensian, Glaciaire inférieur) montrent encore ces plis; les roches plus jeunes (Marinoan, Cambrien) ne sont pas affectées par le plissement N–S; ces derniers dépots constituent le flanc renversé d'un anticlinal important dont l'axe passe par Mt. Compass et qui est orienté NE-SW. Cet anticlinal cause donc des culminations axiales des plis N-S. Le tout donne l'impression, sans que nous voulions l'impliquer, de tectoniques superposées.

La direction NE-SW est celle des anciennes limites paléogéographiques dans ces régions.

Les décrochements

Les décrochements anté-permiens sont tous orientés en gros NW-SE. Les plus importants sont localisés à 1 km au N de Mt. Terrible, 5 km à l'E d'Edinburgh Swamp et 1 km à l'W de Wood Cone. Ce dernier a rejoué après le Permien.

Conclusions sur le Proterozoïque et le Cambrien en Australie Meridionale

Le bassin sédimentaire du Système d'Adélaïde et du Cambrien est bien limité à l'W par un bouclier de terrains archéens, nommé «Yilgarnia Craton» (L. COTTON 1930, E. C. ANDREWS 1937, B. DAILY 1956). A sa bordure, le bouclier est recouvert de sédiments tabulaires. Ce sont, à la base, de minces couches pourprées analogues aux dépôts post-glaciaires, du bassin paralique. Les couches sont surmontées par du Cambrien calcaire.

Vers la fin de son existence, le bassin du Système d'Adélaïde a donc empiété sur sa marge continentale et a inondé le bouclier Yilgarnia. Ce trait paléogéographique a persisté aussi longtemps que se sédimentaient les calcaires cambriens. Il faut peut-être voir là un effet précurseur du plissement.

Le bassin sédimentaire est moins bien délimité à l'E. Il y a bien des affleurements d'Archéen, mais ceux-ci contiennent dans des charnières synclinales pincées, des roches du Système d'Adélaïde. Ce ne sont donc que des limites d'érosion dues à des culminations axiales. Celles-ci ont d'ailleurs été exondées par moments: le Sturtian y est parfois transgressif sur l'Archéen. Ces affleurements d'Archéen sont localisés dans les régions de Mt. Painter et Olary.

Les couches du Système d'Adélaïde et du Cambrien sont variées, chronologiquement. Mais chacune reste assez constante dans tout le bassin.

Les alternances parfois épaisses, de grès et schistes pourpres, sont développées en bordure du bouclier Yilgarnia. La couleur pourpre affecte déjà le Glaciaire supérieur, près du bouclier, mais ne se retrouve plus dans les sédiments, même les plus jeunes, dans les régions à l'E (Mt. Painter).

Les dépôts du Torrensian, si caractéristiques par leurs développements carbonatés, passent, au S et au SE à des couches exclusivement détritiques. Dans cette région, les séries s'amincissent considérablement comme B. CAMPANA et B. WILSON le font remarquer. Aussi, B. DAILY (1956) considère la région comme un haut fond, isolé du bouclier, responsable de l'amincissement des niveaux du Système d'Adélaïde. Ce haut fond est marqué par une surface d'érosion suivie par la transgression du Cambrien, à faciès plus géosynclinal: le Kanmantoo.

Les connaissances actuelles permettent de séparer trois zones sédimentaires dans ce bassin (fig. 5).

1) La plate-forme continentale (Yilgarnia Craton) qui est recouverte de sédiments jeunes non plissés.

2) Une avant-fosse (Système d'Adélaïde), large au N, s'amincissant vers le S où elle s'incurve autout de la plateforme continentale. C'est une mer intérieure, à dépôts variés chronologiquement, mais constants dans le bassin de sédimentation.

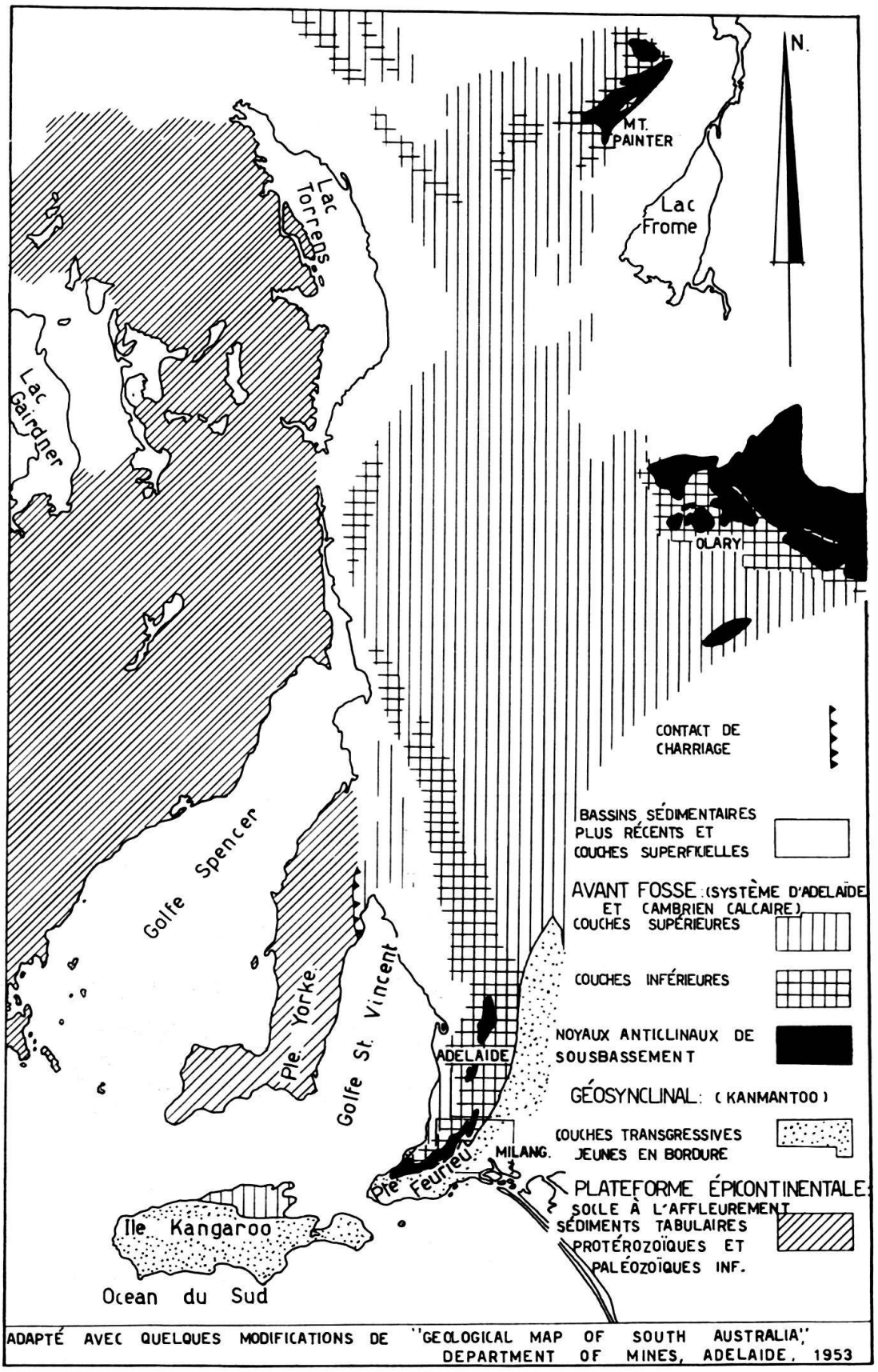


Fig. 5. Esquisse tectonique d'une portion de l'Australie méridionale au 1 : 5000000

Vers la fin du Protérozoïque, un bassin molassique se développe en bordure du bouclier.

Ces dépôts sont plissés; une série de plis donne des vagues parallèles au bord du bouclier. B. THOMPSON, dans un exposé devant la Société Géologique d'Adélaïde, a démontré que les plis (N-S) s'échelonnent vers le NNE au N d'Adélaïde. Au N du Golfe St. Vincent, ce phénomène est exagéré en un grand charriage.

3) Une zone plus géosynclinale où le Cambrien, peut-être aussi le Protérozoïque, passent au «Groupe du Kanmantoo» qui est un faciès flysch.

L'orogénèse a pris fin au Paléozoïque inférieur, soudant les nouveaux terrains au bouclier Yilgarnia. Ce nouveau socle se perd au S, sous l'Océan du Sud, et à l'E, sous des dépôts récents. A près d'un millier de kilomètres à l'E le socle réapparaît, plissé avec des dépôts paléozoïques inférieurs et moyens.

Faut-il voir là la migration du géosynclinal?

III. LE PALÉOZOÏQUE SUPERIEUR ET LE CÉNOZOÏQUE

Le Permien

Introduction et historique

La région étudiée est favorisée pour l'étude du Permien, non par la richesse des affleurements, car le Permien y est généralement couvert de dépôts plus récents, mais par la présence de nombreuses vallées façonnées par les glaciers de cette période. Elle nous révèle un paysage fossile.

En observant ces phénomènes, dont certains se trouvent dans la région étudiée, A. R. C. SELWYN, en 1859, reconnaît des glaciations en Australie méridionale. Il découvrit le fond glaciaire strié, recouvert de moraine, dans l'Inman Valley (fig. 6),

Fig. 6. Selwyn's Rock: fond glaciaire strié par les glaciers permiens, visible dans la rivière Inman

situé à l'extrémité SW de la carte, là où le socle affleure dans la rivière Inman. Ces affleurements sont connus depuis, en Australie, sous le nom de « Selwyn's rock ».

Mais c'est à W. Howchin (1926, 1929) que nous devons la première carte et la description de la répartition du glaciaire permien dans la région, ainsi que la corrélation de ces glaciations avec celles d'autres régions de l'Australie.

B. Campana et B. Wilson, en 1954, établissent un levé détaillé des régions avoisinantes et, en 1955, font une synthèse de ces glaciations en Australie méridionale. Ils sont les premiers à décrire le rôle paléogéographique que joueront ces grandes vallées glaciaires pour les temps qui succèdent au Permien.

N. H. Ludbrook, en 1957, date ces dépôts d'Australie méridionale et leur assigne un âge permien grâce à une faune ramenée par un forage à Yorke Peninsula.

Les glaciations du Permien sont les seuls témoins, dans la région qui nous intéresse, des séries de Gondwana.

Introduction stratigraphique et physiographie

Les dépôts glaciaires du Permien sont surtout des sables et silts bien lavés, contenant des galets et des blocs erratiques isolés ou en couches conglomératiques. Les dépôts d'argile sont beaucoup moins fréquents et n'apparaissent que dans une seule de ces anciennes vallées, à la base des sédiments permiens. La moraine à blocs et débris non orientés dans des sables argileux n'a été observée que très rarement et toujours au voisinage du plancher glaciaire.

Ces sédiments ne sont conservés que dans les grandes vallées où s'écoulaient les glaciers permiens. Dans la suite des temps géologiques, des périodes d'érosions rajeunies par des mouvements du socle, sont venues surimposer leurs effets à cet ancien modelé. L'eau et le vent n'eurent pas de peine à curer partiellement ces anciennes vallées des dépôts restés presque meubles du Permien. Ainsi, le relief actuel est proche de la topographie permienne, avec ses vastes vallées en U, ses auges glaciaires. Il ne s'agit pas uniquement d'une érosion récente, ce phénomène a joué à plusieurs époques, ayant succédé au dépôt des moraines (fig. 7).

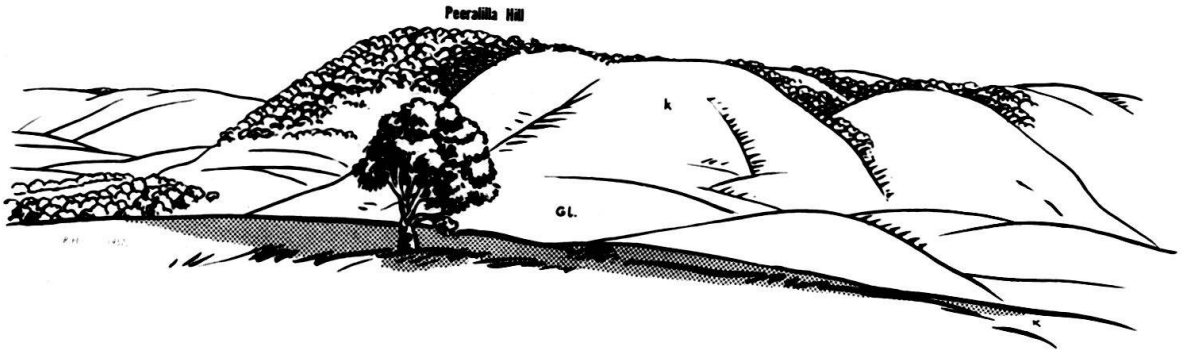


Fig. 7. Le contact du matériel glaciaire permien (Gl), resté meuble, avec le soubassement (K) se marque souvent par une rupture de pente brusque, si la carapace latéritique pliocène a été érodée

L'aspect de ces vallées, dont le fond est souvent occupé par des sédiments récents, pourrait faire croire à des glaciations quaternaires. Mais ce n'est qu'une illusion, il s'agit d'un «relief glaciaire fossile» suivant l'heureuse expression de B. Campana et B. Wilson (1955).

La moraine et les fonds glaciaires

La moraine proprement dite, formée de dépôts non stratifiés, n'a été observée sur la feuille Milang qu'en deux endroits.

a) Le talus de la route d'Ashbourne à Strathalbyn, à 5,5 km de la première ville (feuille B′), est taillé dans la moraine. Les éléments, subanguleux ou arrondis, ne sont ni orientés, ni triés (fig. 8). Certains blocs atteignent 50 cm de diamètre. Cette

Fig. 8. Moraine permienne du talus de la route d'Ashbourne à Strathalbyn (⅓ grand. nat.)

moraine repose, au N, sur le socle, mais le contact est masqué par le sol et la végétation. Seule la coupe de la route permet d'observer la nature morainique ce ces dépôts.

b) Le second affleurement de moraine se trouve à l'extrémité SW de la carte (feuille D), et repose sur le fond glaciaire strié en direction W 15° N du «Selwyn rock». Notons en ce point un bloc erratique de granite de Victor Harbour, mesurant 2 m de diamètre.

Le matériel morainique remanié

Presque partout, les dépôts sont stratifiés, et une coupe généralisée des sédiments remplissant les auges glaciaires nous donne les unités suivantes:

a) Discordance de base sur le fond glaciaire,

b) Des niveaux à conglomérats grossiers stratifiés avec quelques horizons de galets fins, de grès et de sables. Les conglomérats comportent souvent des blocs de 50 cm de diamètre. Les galets sont orientés, ce qui accuse la stratification. Les bancs conglomératiques atteignent 3 à 4 mètres d'épaisseur; ils sont lenticulaires et leurs variations d'épaisseur rapides. Les sables et bancs conglomératiques montrent une sédimentation entrecroisée, chaque niveau tronquant et remaniant le matériel sous-jacent. Les bancs ne possédent pas de «graded bedding».

Ces formations basales ont été particulièrement bien préservées dans les gorges de la rivière Finniss, 6 km à l'E de Mt. Observation, immédiatement avant les deux méandres de la rivière (fig. 9). Elles affleurent sur les deux rives. Leur présence est indiquée, presque partout au contact des formations antépermiennes, par une

grande abondance de blocs et de galets qui jonchent le sol. Elles ont en outre souvent été recoupées par des forages toujours au contact du fond glaciaire.

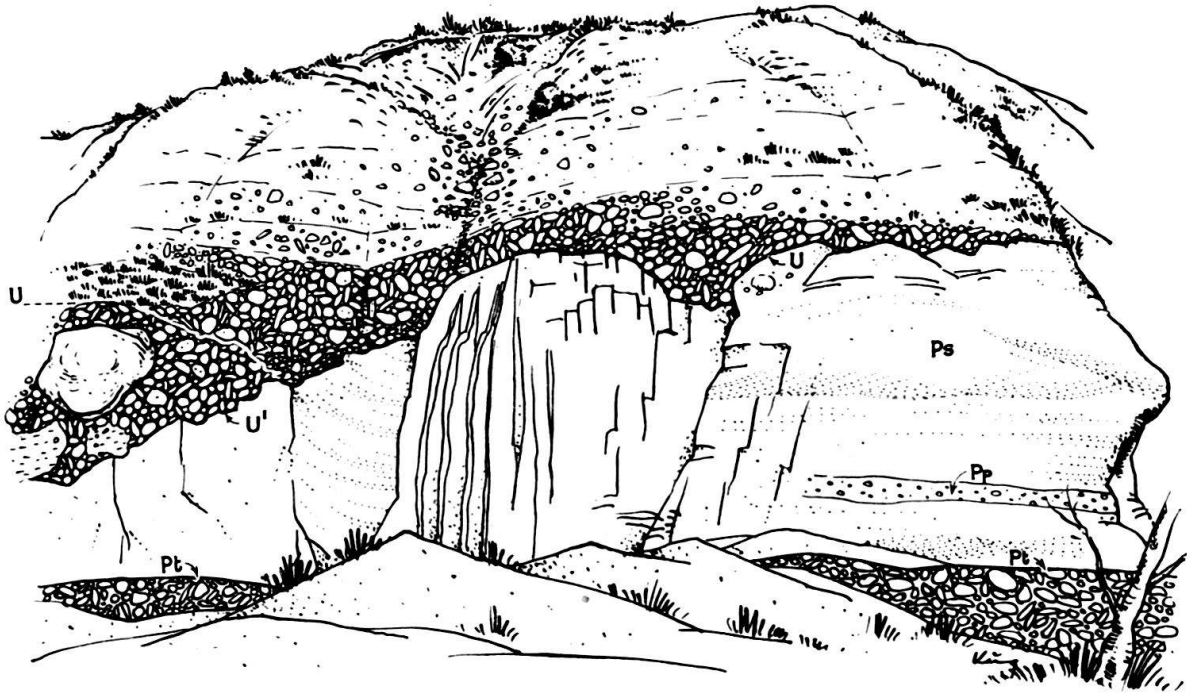


Fig. 9. Le matériel morainique remanié dans les gorges de la rivière Finnis, 6 km à l'E de Mont Observation. On voit deux discontinuités, entre U′ et P. Le gros bloc des dépôts U′ est remanié des sables entrecroisés sous-jacents

c) Les sables et silts se distinguent des formations précédentes par le fait que nous n'y avons jamais vu de niveaux conglomératiques grossiers. Il existe bien des niveaux pséphitiques, mais les éléments ne dépassent pas quelques cm de diamètre (fig. 10). Les galets de plus fortes dimensions, de 10 à 30 cm, sont toujours présents, mais ils sont isolés dans les bancs de sables et de silts.

La sédimentation est nettement entrecroisée et l'on observe aussi des coulées de boue dans les sédiments les plus fins.

Les sables et silts à galets parsemés sont bien visibles dans la gorge de la rivière Finniss, soit au-dessus des niveaux précédents sur la rive droite, soit sur la rive gauche deux cents mèters au S des premiers affleurements. On les retrouve aussi à 1,5 km au S d'Ashbourne sous le pont de la Finniss ainsi que 1,5 km au NNE de Tooperang dans le talus de la nouvelle route (feuille B′). Sur la feuille D′, ils affleurent à moins d'un km à l'E de Brooklyn au bord du réservoir d'eau de Victor Harbour.

Ces formations ne sont pas de la moraine. Beaucoup de galets sont striés et leur origine est très lointaine, mais la nature des dépôts est certainement fluviatile. Il est donc probable que ce matériel d'origine glaciaire ait subi un transport important par l'eau. Parfois le Tertiaire recouvre ces dépôts. Leur formation est donc antérieure.

d) Les conglomérats supérieurs sont souvent recouverts en discordance par des sables riches en galets et des conglomérats (fig. 9), résidu des niveaux sous-jacents.

Le matériel fin a été emporté par les eaux de lessivage et l'action éolienne; il en résulte une concentration des galets. Nous les avons distingués du Permien là où ils étaint encroûtés dans les hydroxides de fer ou cimentés par du calcaire Tertiaire.

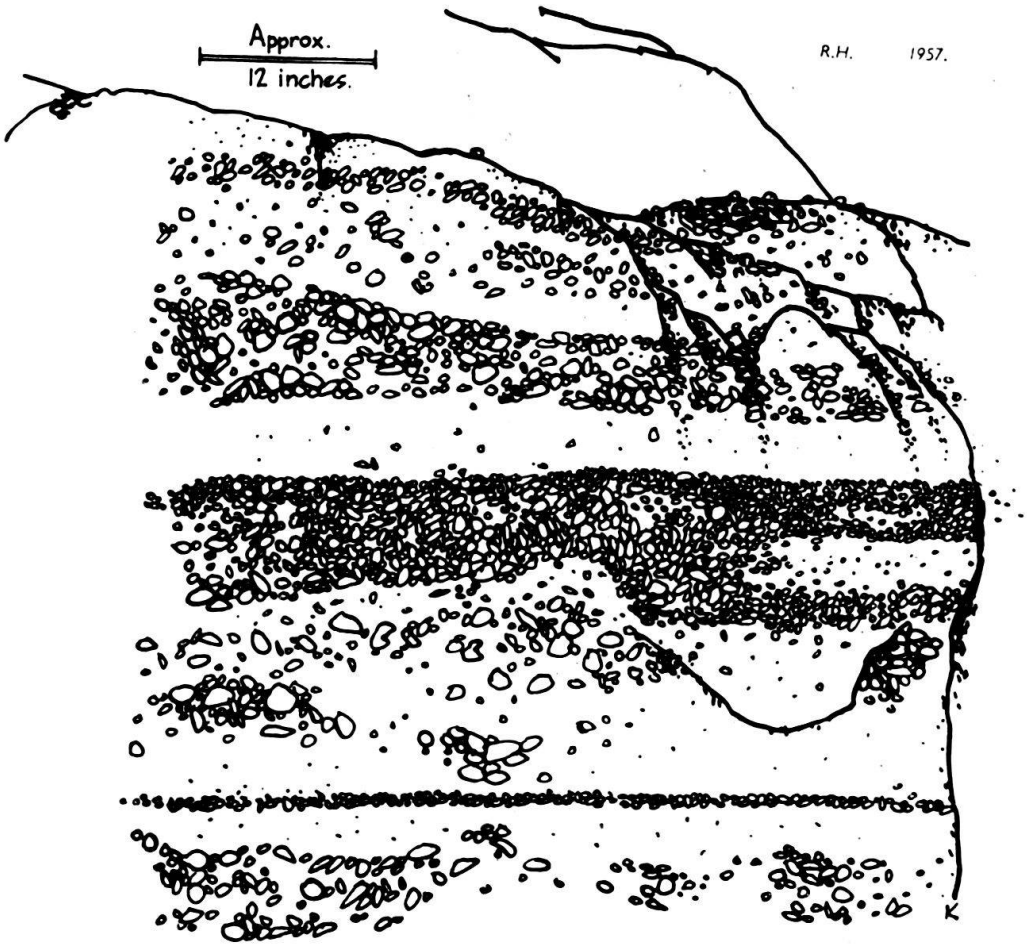


Fig. 10. Carrière au bord de la route, 13 km à l'WNW de l'embouchure de Currency Creek. Le matériel morainique remanié ne comporte que de petits galets

Dans beaucoup de cas, par contre, nous ne les avons pas séparés du Permien. Les affleurements sont souvent recouverst par des sables éoliens, compléments des conglomérats supérieurs. A suivre le Permien sur le terrain, où les sections sont rares, on ne voit généralement que des sols sableux plus ou moins riches en galets striés et blocs erratiques.

Les blocs erratiques, les différents glaciers permiens

De nombreux blocs et galets sont d'origine locale soit: des grès feldspathiques et micacés du Kanmantoo, des quartzites et microgrès du Systeme d'Adélaïde et plus rarement des schistes cristallins et des quartzites à épidote du soubassement.

La distribution des eratiques étrangers à la région, nous permet de distinguer trois moraines, soit a) le matériel glaciaire des vallées de l'Inman et du Bas Hindmarsh, b) le matériel glaciaire du Haut Hindmarsh et c) celui de la rivière Finniss (fig. 11).

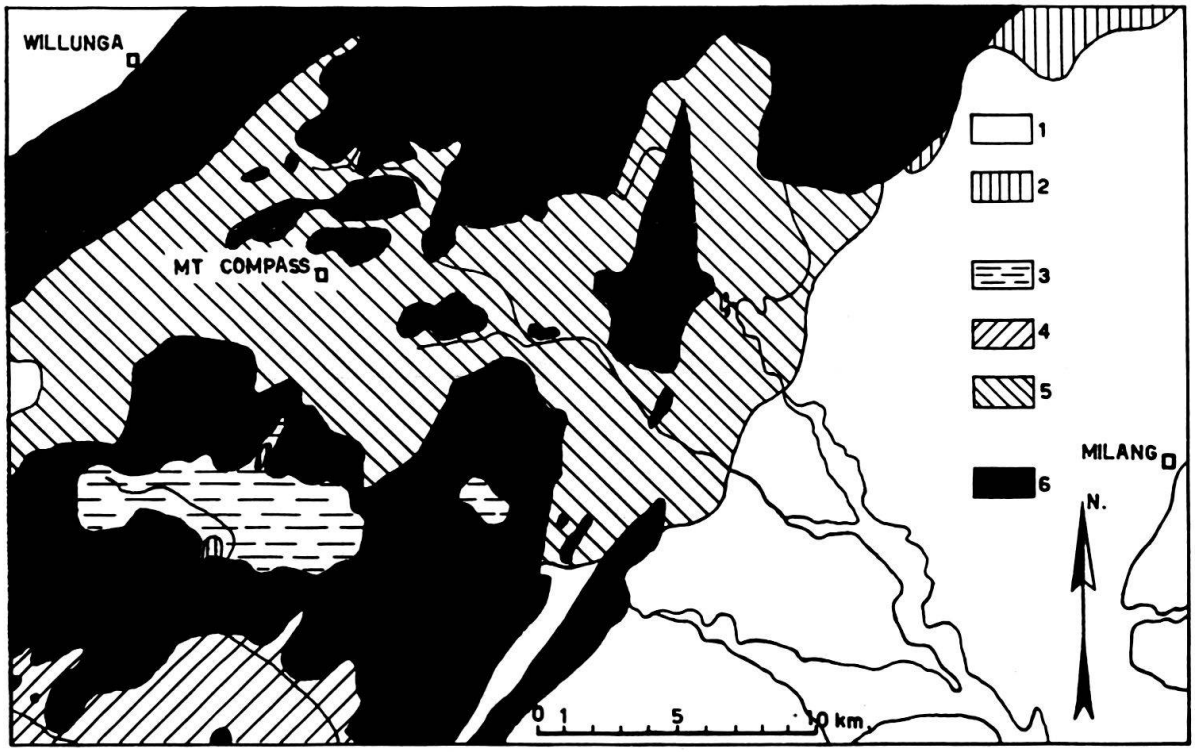


Fig. 11. Esquisse géologique montrant la répartition du Permien
1: Quaternaire, 2: Tertiaire marin, 3: Pernien du Haut Hindmarsh, 4: Permien de l'Inman et du Bas Hindmarsh, 5: Permien de la Finniss, 6: Socle prépermien

a) Le matériel glaciaire de la vallée de l'Inman et du Bas Hindmarsh se distingue des autres par une abondance de très gros blocs erratiques du granite de Victor Harbour. Les blocs atteignent fréquemment 2 m, l'un deux (fig. 12) dépasse 7 m de long. Ce granite est reconnaissable à ses grands cristaux de feldspath potassique, souvent zonés, arrondis ou en dents de cheval, et à ses quartz gris-bleu et violets.

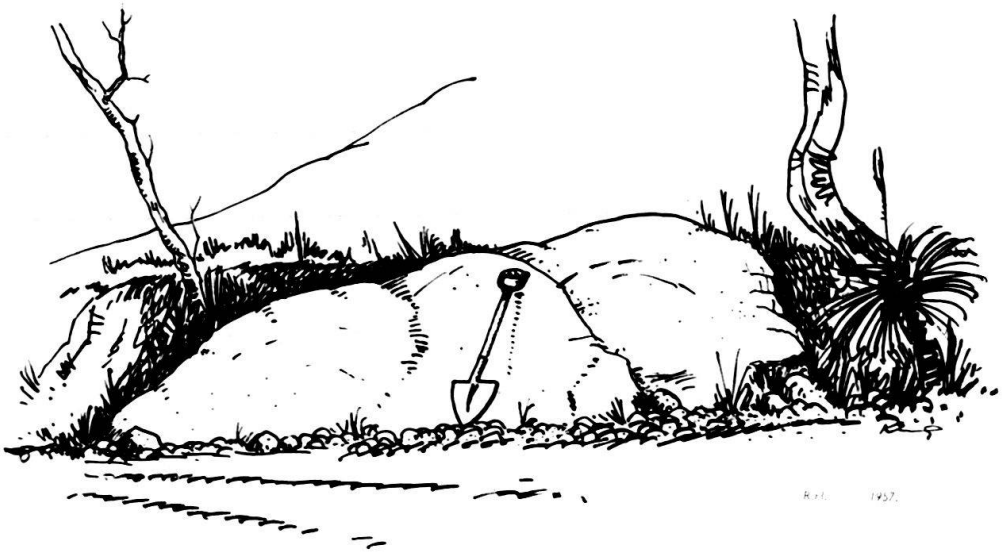


Fig. 12. Erratique volumineux de granite de Victor Harbour. Ce bloc transporté repose sur le socle prépermien, le long d'un sentier au N de la rivière Inman. Il mesure plus de 7 m de longueur

L'allongement du glacier de l'Inman et du bas Hindmarsh est en direction WNW et aboutit, à l'E, aux affleurements de granite en roches moutonnées de Victor Harbour. C'est en se basant sur ces phénomènes ainsi que sur les stries glaciaires de Selwyn's rock, que W. Howchin (1926) détermina la direction d'écoulement de l'E vers l'W du glacier.

b) Le matériel glaciaire du Haut Hindmarsh: Le glacier du Haut Hindmarsh est un glacier local, tributaire de celui de la rivière Finniss. L'étude du glaciaire y est ardue, car le niveau de base du Haut Hindmarsh a peu changé depuis le Tertiaire; il n'y a pas de gorges offrant une bonne coupe du Permien. Ce dernier est recouvert par du Néogène ou du Quaternaire. Sa présence est signalée par l'abondance de galets glaciaires dans les dépôts récents, mais les affleurements de Permien sont rares et localisés en quelques points privilégiés.

Nous n'avons pas trouvé de galets étrangers à la région dans la vallée du Haut-Hindmarsh. Les erratiques ont tous une origine locale: pour la grande majorité du Kanmantoo, parfois des quartzites et des microgrès du Système d'Adélaïde. Les affleurements de Permien ne rejoignent pas tout à fait ceux de la Finniss, un col bas sépare les deux bassins. Il est taillé dans les roches cristallines de l'Archéen que recouvre une faible épaisseur de Pliocène. Pour nous, il s'agit là d'un verrou de confluence, la surface du cristallin étant proche de l'ancien fond glaciaire.

Il faut rattacher à cette vallée glaciaire les affleurements de Permien, situés à 13 km à l'WNW de l'embouchure de Currency Creek. Ces dépôts ne contiennent que des galets d'origine locale. Nous verrons, après l'étude de la tectonique, qu'une faille postpermienne a séparé ces dépôts de la vallée principale du Haut Hindmarsh.

c) Le matériel glaciaire de la Finniss.

Ce glacier aux nombreuses branches, verrous et glaciers latéraux a déposé une moraine caractérisée par une très grande variété de galets cristallins et sédimentaires étrangers à la région. Les granites holocristallins à grain fin et moyen y sont rares. Quelques erratiques de granite à grain grossier, à phénocristaux de feldspath potassique en dents de cheval ont été aperçus. Ils ont une texture semblable à celle des erratiques du glacier de l'Inman et du Bas Hindmarsh, mais dans ce dernier cas les blocs sont volumineux et très fréquents alors que dans la Finniss nous n'en avons compté que six, le plus gros atteignant 50 cm de diamètre. Les roches étrangères les plus fréquentes sont: un porphyre rose à phénocristaux de feldspath en tablettes de quelques millimètres de long, un porphyre gris à texture analogue, un porphyre quartzifère gris, et un quartzite massif rose. Ces derniers erratiques sont toujours des galets bien arrondis.

Les roches ignées se rattachent aux massifs de la plaine du Murray, entre la feuille Milang et la frontière du Victoria. Nous ne connaissons pas l'origine du quartzite rose.

Les argiles glaciaires

Des argiles pures n'ont été observées qu'en un seul endroit, dans les dépôts du glacier de l'Inman et du Bas Hindmarsh au N du croisement de la grande route Mt. Compass-Victor Harbour et de celle qui longe la rivière Hindmarsh. Ces argiles sont massives et recouvertes par des sables et grès massifs. Le contact est franc et incliné.

Les sables à galets, qui affleurent au fond de la rivière Inman, contiennent des délits argileux grisâtres et très silteux.

Le Tertiaire

Introduction

Dans la région étiduée, les premiers sédiments marins postpermiens datent de l'Oligo-Miocène. Une zone a été épargnée par les mers tertiaires; elle sépare deux bassins marins, celui de Murray à l'E et celui d'Adélaïde à l'W.

Ces bassins ainsi que la bande continentale qui les sépare résultent d'un jeu de failles encore actives de nos jours. Cela explique pourquoi les plaines quaternaires épousent à peu près les bassins tertiaires et que la zone émergée au Tertiaire correspond à un pays de collines. De plus, un autre facteur a contrôlé la répartition des mers tertiaires, c'est la topographie existant lors de la transgression et en particulier les anciennes vallées glaciaires du Permien. C'est ainsi que nous trouverons, même dans la zone des collines, des dépôts marins tertiaires, mais localisés dans une vallée permienne.

Nous avons distingué deux dépôts continentaux liés chacun à d'anciennes surfaces, l'une prétertiaire ou éocène et l'autre pliocène. Là où existe le Tertiaire marin, ces deux niveaux continentaux sont donc séparés, par contre ailleurs, ils se confondent.

La surface et les dépôts continentaux prétertiaires ou éocènes

L'ancienne surface (que va attaquer la transgression tertiaire) est caractérisée par une abondance de pisolithes d'hydroxyde de fer (limonite) à surface lisse et brillante, souvent accompagnées de petits galets permiens remaniés, bien polis et parfois laqués par une mince couche d'hydroxyde de fer. Cette surface prétertiaire n'est conservée qu'en deux points de la carte.

Dans la vallée de l'Inman (feuille D') à l'extrême S de la carte, les pisolithes jonchent le sommet plat d'une colline au SE de Sawpitt Cully, un tributaire de l'Inman. Elles reposent sur le Permien.

La deuxième localité se situe à 15 km au SW de l'embouchure de la Finniss. La couche à pisolithes repose là aussi sur du matériel glaciaire Permien, une dune récente la recouvre.

On retrouve les mêmes pisolithes remaniées dans le conglomérat de base du Calcaire oligo-miocène qui affleure à l'E de Strathalbyn (fig. 13). Le Calcaire repose sur le socle de Précambrien-Cambrien par son conglomérat de base riche en galets et

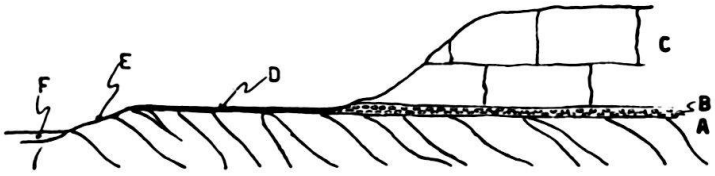


Fig. 13. Croquis schématique des affleurements à l'Est de Strathalbyn. – A: socle et surface de transgression. B: conglomérat de base, riche en pisolithes remaniées. C: calcaire oligo-miocène. D: résidu de lessivage du calcaire suivant la surface de transgression; se suit par des galets et des pisolithes, E: socle à l'affleurement.

pisolithes ferrugineuses remaniées. Ces éléments subsistent là où le Tertiaire a été érodé et son ciment calcaire dissout.

Le conglomérat de base et les dépôts résiduels portent sur la carte le même symbole que les deux surfaces à pisolithes décrites ci-dessus.

En dehors de la région étudiée, nous avons souvent observé des pisolithes remaniées dans les sables et couches de base du Tertiaire, notamment au S de Ochre Point, sur la côte (voir R. C. SPRIGG 1953) dans les «Maslin Sands» que I. CRESPIN (1954) attribue au Paléocène-Eocène.

Les pisolithes sont localisées uniquement à la base transgressive du Tertiaire et elles sont donc éocènes ou antérieures.

Le Tertiaire marin du Bassin du Murray

Le Tertiaire marin affleure en bordure des plaines quaternaires à l'E de Strathalbyn (feuille C′). On le suit par forages sous les plaines quaternaires qui forment le triangle SE de la région étudiée. Il se relie ainsi au bassin tertiaire du Murray. Les faciès observés indiquent que les affleurements marquent approximativement l'ancien rivage tertiaire.

Le Bassin de Murray contient du Crétacé et du Tertiaire qui débute avec l'Eocène. (N. H. LUDBROOK 1957 b). La portion du bassin incluse dans la région étudiée ne comporte que de l'Oligo-Miocène (N. H. LUDBROOK 1957 a) qui est, à l'affleurement, en repos direct sur le socle Précambrien-Cambrien. Sous le Quaternaire, dans la plaine, il recouvre aussi des sédiments permiens.

Le Tertiaire est représenté presque uniquement par des calcaires zoogènes sableux, plus ou moins lessivés en surface. La zone de base peut être riche en galets et pisolithes limonitiques remaniés. L'apport détritique (sables et pisolithes) s'observe dans toute l'assise qui atteint 50 m de puissance environ. Nous avons, sur les levés, distingué des niveaux caractérisés par les dimensions des éléments détritiques. Les variations granulométriques étant graduelles, les limites adoptées sont un peu arbitraires.

A 2 km au SE de Strathalbyn, au N de la route principale qui va à Milang (feuille C′), le contact du Tertiaire sur le socle est visible. Les galets du conglomérat de base tertiaire atteignent 5 cm et ne persistent que sur une épaisseur de 20 cm.

A 1 km au NE de Strathalbyn (feuille C′) sur la route de Woodchester, où le contact se voit aussi, la zone à galets atteint 2 m de puissance. Les éléments n'ont que 2 cm de diamètre.

A environ 4 km au S de Strathalbyn le contact est visible sous le Quaternaire dans les lits des rivières qui coulent vers le SE; par lessivage, il ne subsiste du Tertiaire que la trame sableuse; il n'y a pas de conglomérat de base.

En un point, à 1 km au SE de Strathalbyn, sur le versant droit de la rivière Angas, nous avons observé dans la tranchée de la route un faciès différent. Ce sont des sables à stratification entrecroisée très nette. Ces sables sont riches en dents de requins. En dehors de cet affleurement artificiel, des croûtes calcaires masquent la roche et rendent toute géologie mal aisée. Ces niveaux semblent d'après leur disposition spatiale devoir se superposer au calcaire sableux. Cependant, N. H. LUDBROOK

note que, dans les sondages, les sables entrecroisés sont situés sous les calcaires. Les couches tertiaires doivent donc être affectées d'une inflexion.

L'érosion karstique du calcaire tertiaire donne lieu à des dolines. Deux d'entre elles sont visibles au N de la route de Milang-Strathalbyn, à 2 km de cette dernière localité; par contre toute la plaine quaternaire qui recouvre ce Tertiaire en est criblée. Les dolines sont absentes là où le calcaire repose sur des sables de remplissage d'une vallée permienne. Ce n'est donc que dans le cas où le Tertiaire ne repose pas sur un niveau perméable qu'apparaissent ces phénomènes de dissolution.

Le Tertiaire marin du Bassin d'Adélaïde

Le Tertiaire du Bassin d'Adélaïde n'affleure pas dans les limites de la région étudiée. Il existe, sous le Quaternaire de la plaine de Willunga le long de la section de la côte (feuille Echunga et feuille Yankalilla) et probablement sous la plaine de Willunga (située au NE de la carte). En effet, dans cette région, de nombreuses dolines criblent les surfaces quaternaires comme c'est le cas dans les plaines du Bassin du Murray.

Le Tertiaire marin de la vallée glaciaire du Haut Hindmarsh

Une seule parmi les vallées glaciaires permiennes situées à l'intérieur des collines contient des dépôts tertiaires marins: c'est la vallée du Haut Hindmarsh. B. Campana et B. Wilson (1955) en signalent également en dehors de la région étudiée sous la plaine de Myponga dans la même situation (1954, 1955). Les points, où le Tertiaire a été reconnu sont tous situés dans la vallée glaciaire ou son prolongement après sa jonction avec celle de la Finniss. Ils appartiennent donc à un seul golfe, ou genre de fjord, tertiaire. La vallée permienne étant fermée vers l'E, nous ne pouvons rattacher ce Tertiaire à celui du Bassin du Murray. Ce sont les dépôts d'un bras de mer issu du golfe d'Adélaïde et arrivant donc de l'W, soit de la plaine de Myponga (fig. 11).

Nous n'avons pas trouvé de dépôts marins dans la vallée glaciaire de la Finniss en amont de la jonction avec celle du Haut Hindmarsh. L'étude du Pliocène et de la morphologie nous porte à croire que le bras de mer n'a pas pénétré en amont de la jonction des deux vallées.

L'érosion a entamé plus profondément les dépôts de la vallée glaciaire de l'Inman. Les affleurements ne montrent que du Permien coiffé par la surface à pisolithes préoligocènes. L'altitude de cette dernière est plus basse que dans le Haut Hindmarsh. La possibilité d'une invasion marine tertiaire demeure, bien qu'elle ne puisse être démontrée.

La surface latéritisée et les dépôts pliocènes

Une pénéplainisation très poussée et une période de latéritisation a suivi le Miocène.

La surface, qui en résulta, fut morcelée par des failles avant le dépôt du Pleistocéne. Ainsi, vu de la distance, les blocs surélevés laissent aisément voir de profil cette pénéplaine. Elle présente des surfaces planes et des dépressions, ces dernières

correspondant aux vallées permiennes. Nous retrouvons ici le rôle important joué par ces anciennes vallées. Les dépôts, ou l'altération, ne sont pas les mêmes dans les deux cas. Il nous a donc été possible d'en distinguer deux types: a) Les latérites et la surfa ce pénéplainée du socle prépermien, et b) les dépôts ferrugineux des dépressions qui épousent les vallées glaciaires permiennes.

a) En approchant la zone des collines, depuis la plaine de Willunga, l'on a devant soi une surface très plane et horizontale (fig. 14). Cette plaine élevée est bordée au

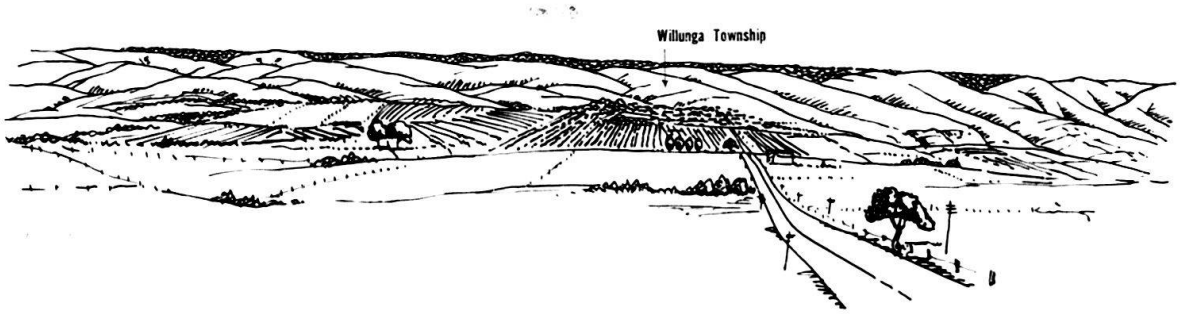


Fig. 14. Vue sur la faille de Willunga et la surface pliocène surélevée

NW par une pente inclinée vers les plaines quaternaires de Willunga; c'est le régard de la faille ayant relevé la surface pliocène. Cette surface est encroûtée d'hydroxydes de fer d'origine latéritique. Parfois elle ondule un peu, formant ainsi une pénéplaine. Vers l'E et le SE la pénéplaine élevée, s'abaisse vers la vallée glaciaire permienne de la Finniss.

C'est un cas général, dans la région étudiée, que de voir des latérites suivre une surface nivelée, sauf sur les anciennes vallées glaciaires fossiles.

Une coupe de cette ancienne surface montre la roche se chargeant en kaolin (altération des feldspaths). Plus haut, la texture de la roche est encore reconnaissable et le kaolin remplacé par un hydroxyde de fer. Au sommet, il ne reste plus qu'un ciment de limonite enrobant des grains de quartz ou de quartzite; la structure de la roche mère a complètement disparu.

Les seules roches qui percent ces croûtes, tels des ilôts, sont les veines de quartz et les bancs de quartzites purs; ces derniers sont très rares, car les quartzites sont généralement feldspathiques. A part ces ilôts, on peut parfois reconnaître la roche sous-jacente: les roches de l'Archéen sont couvertes d'un ciment d'hydroxyde riche soit en grains de quartz gris qui ont encore gardé la forme originale des porphyroblastes, soit en abondantes lamelles ondulées de quartz, si fréquentes dans les schistes cristallophylliens. Le conglomérat de base de la couverture sédimentaire protérozoïque se suit très bien par l'abondance de galets de quartz et de quartzites pris dans une matrice de limonite.

Les galets du conglomérat de base, les filonets et les grains de quartz, ainsi que les débris de quartz anguleux toujours proches de leur lieu d'origine, semblent tous indiquer qu'il n'y a pas eu de remaniement et qu'ils se trouvent in situ.

b) La surface à latérite peut se suivre du socle jusque dans les bassins des vallées glaciaires du Permien, soit en affleurements continus, soit par interpolation, mais les dépôts à limonite qui se développent sur le remplissage des vallées glaciaires du Permien, sont très différents de ceux des pénéplaines.

Nous avons décrit au chapitre du Permien, au-dessus des sables et silts à galets épars, un horizon conglomératique plus récent, résidu de lessivage des formations sous-jacentes. Cet horizon, ou un horizon semblable, fortement cimenté par de la limonite, se raccorde avec la surface latéritisée du socle cambrien-précambrien. Sur la carte, nous avons distingué le niveau supérieur du Permien qui est le seul à être cimenté par des hydroxydes de fer (fig. 15).

Fig. 15. Latérite pliocène riche en galets glaciaires remaniés (½ grand. nat.)

Ces couches à limonite sont stratifiées. Parfois, des sables et silts ferrugineux les accompagnent. En certains endroits, sur la surface, nous avons ramassé des débris de couches de limonite, finement litées et montant des traces de coulées et des fissures de dessiccation (fig. 16).

Fig. 16. Fissures de dessication d'anciennes boues latéritiques pliocènes. Ces roches ne se trouvent que dans les bassins des vallées glaciaires (½ grand. nat.)

Cette carapace résistante détermine souvent, dans les falaises, une double corniche, en marche d'escalier. Nous ignorons la cause de ce dispositif.

La surface de ces dépôts, qui prolonge la surface latéritique nivelée du socle, n'est pas horizontale. Elle dessine un bassin, superposé à l'auge glaciaire, mais beaucoup moins accentué. La pente varie d'une vallée à l'autre; elle est plus forte là où le matériel glaciaire est absent. L'allure de ces surfaces et leur inclinaison fournissent des renseignements intéressants sur la paléogéographie du Pliocène et nous aident parfois à reconnaître l'origine glaciaire d'une vallée, même si les sables et silts remaniés font défaut.

Nous examinerons successivement chacune de ces vallées glaciaires en y étudiant le Pliocène.

La vallée glaciaire de l'Inman et du Bas Hindmarsh: Le Pliocène est complètement érodé dans ces vallées. Nous verrons par la suite que l'érosion y est encore très active. La surface latéritisée n'existe encore que sur les socles prépermiens des bords de l'auge glaciaire (fig. 7).

La vallée glaciaire du Haut Hindmarsh: Le Pliocène à galets et sables est particulièrement bien conservé entre la vallée du Haut Hindmarsh et la route de Mt. Compass à Victor Harbour. La surface est érodée et interrompue vers le S où elle surplombe la vallée du Haut Hindmarsh.

Comme la surface est peu entamée, la morphologie est moins parlante que dans d'autres régions. En outre, là où la surface et les dépôts transgressent sur la roche permienne, les sables et galets à limonite persistent et sont très riches en pisolithes ferrugineuses de la surface préoligocène.

Les pisolithes sont englobées dans une matrice de limonite sableuse sans éclat luisant et surface lisse. Ils sont parfois agglomérés et corrodés (fig. 17). Nous avons cartographié ce niveau avec le Pliocène. Il est probable, qu'en cet endroit, la surface pliocène se confonde avec la surface préoligocène et que la latéritisation ait corrodé et remanié la laque des pisolithes anciennes.

Fig. 17. Pisolithes à limonite de la surface préoligocène (en haut) et les mêmes corrodées et remaniées dans les latérites pliocènes (en bas) (Grand. nat.)

Comme la surface forme encore une plaine peu entamée vers l'E et le N, la géologie y est ardue car les sables permiens, recouverts par les latérites, se confondent avec des sables remaniés, récents.

Vers l'W, dans la vallée du Haut Hindmarsh, le Pliocène est en partie érodé et il ne reste que des lambeaux qui coiffent les collines en mesas. L'altitude de ces dépôts est supérieure à celle des affleurements miocènes voisins, ce qui confirme leur âge pliocène.

Pour reconstituer cette surface pliocène, nous devons tenir compte de deux facteurs: la forme des surfaces résiduelles et la tectonique. Pour le second point, nous pouvons prendre comme repère la surface là où elle recouvre des roches prépermiennes.

La grande surface pliocène de Spring Mount au S de la vallée du Haut Hindmarsh, plonge d'environ 5° vers le SE. Ce pendage est considéré comme d'origine tectonique.

Par interpolation, nous pouvons reconstituer la pente du cœur de la vallée du

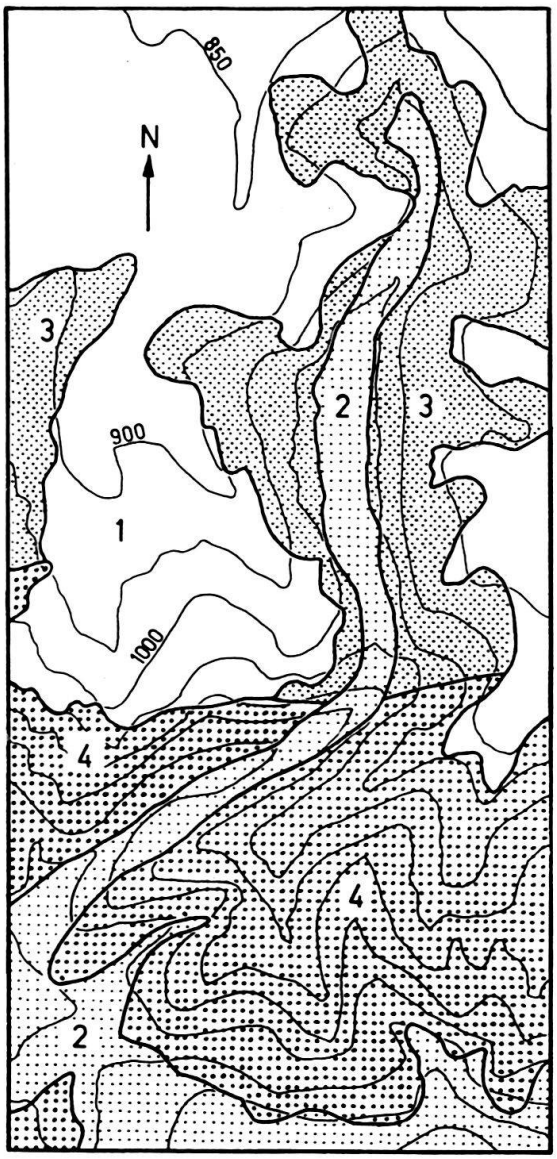


Fig. 18. Carte géologique au 1:25000 de la région au SE d'Edinbourgh Swamp, illustrant la superposition des bassins permiens et pliocènes. Equidistance des courbes : 50 pieds. 1: alluvions et débris de pentes quaternaires, 2: latérites pliocènes, 3: sables et galets permiens, 4: socle prépermien.

Haut Hindmarsh. C'est un bassin, comme le montre la latérite du col, qui sépare cette vallée de celle de Myponga. La langue de latérite qui rejoint la surface du bord de l'auge glaciaire, au S d'Edinburgh Swamp, fait également partie de ce bassin (fig. 18). Si l'on redresse de 5° la pente de la vallée pliocène, elle s'abaisse légèrement vers l'W.

Nous présumerons donc que l'ancêtre pliocène de la rivière, qui coule dans la vallée actuelle du Haut Hindmarsh, rejoignait la vallée de Myponga et coulait vers l'E. Ce cours aurait donc appartenu, comme pendant le Miocène et le Permien, au système hydrographique de la vallée de Myponga, soit probablement au golfe de St-Vincent ou son équivalent tertiaire, le bassin d'Adélaïde.

La vallée glaciaire de la Finniss: L'étude de la surface pliocène dans cette vallée glaciaire aux nombreuses ramifications n'est pas aussi rénumératrice que dans le Haut Hindmarsh. En effet, des failles et des plis postpliocènes vont rompre la continuité de la surface. Sa reconstitution en vue d'en déterminer les bassins est donc hasardeuse et difficile.

Nous ne l'étudierons pas systématiquement, nous nous bornerons à signaler quelques points intéressants.

La surface pliocène est encore toujours déprimée sur la vallée permienne. Ce phénomène est net entre la plaine de Myponga et la région de Glensherra où la vallée principale permienne est orientée à peu près SW-NE. Des deux côtés, sur la roche prépermienne, la surface latéritique atteint des côtes d'environ 400 m pour s'infléchir vers le cœur de la vallée permienne, où les niveaux à galets cimentés par de la limonite forment des mesas à 300 m d'altitude. Cela se voit très bien dans la région d'Ulband (feuille D') ainsi qu'au travers du cours de la rivière Finniss quelques kilomètres avant que celle-ci n'atteigne les plaines quaternaires (feuille B' et E').

Citons enfin les affleurements pliocènes de Mt. Moon (feuille A') où des galets morainiques, probablement remaniés, sont cimentés par des hydroxydes de fer. Cette formation remplit un chenal qui s'allonge dans une région légèrement déprimée de la colline. Le mode de gisement et la nature de ces dépôts suggèrent un ancien cours d'eau encaissé.

La cimentation et la latéritisation sont des phénomènes superficiels d'âge pliocène. Cependant, nous avons observé des filonets de limonite bien au-dessous de la surface latéritisée. Ces hydroxydes remplissent généralement des fissures ou des bancs poreux. Il y a donc eu, par la suite, remise en mouvement partiel des hydroxydes à l'état de solution. Cela se fait encore aujourd'hui, car des stalagmites actuels sont parfois riches en limonite (C. Bleys, communication orale).

L'effet secondaire n'est pourtant pas à comparer avec la sidérolitisation primaire d'âge pliocène. La continuité de la surface pliocène, le fait qu'elle forme des mesas, l'épaisseur et le degré de sidérolisation éliminent tout risque de confusion dans la région étudiée.

Tectonique

Un grand nombre de failles affectent le socle de la région étudiée et des régions voisines. Elles se traduisent parfois dans les sédiments de couverture, tels que le Permien et le Tertiaire, par des flexures.

Il est difficile de dater et de décrire la structure d'ensemble résultant de ces failles en se limitant aux observations portant sur la région étudiée. C'est pourquoi nous

avons eu recours à d'autres données sur les régions voisines, puisées dans la littérature géologique ou dans nos observations personnelles.

Il peut paraître curieux d'étudier la tectonique tertiaire indépendamment des plissements antérieurs. Cela se justifie par son caractère propre et le rôle capital qu'elle joue dans la morphologie actuelle. Nous ne voulons pas nier qu'une certaine dépendance existe entre les déformations tertiaires et calédoniennes. En quelques points, les anciennes structures ont dirigé les mouvements tertiaires, orienté quelque failles. Il existe en effet un parallélisme entre les cassures récentes et le bord du bouclier ancien Yilgarnia, soit entre les failles récentes et les anciens plis qui sont NE-SW dans notre région. B. CAMPANA (1955) remarque aussi ce parallélisme. Mais la tectonique tertiaire conserve son originalité. C'est une tectonique cassante accompagnée de surélévations et de gauchissements de la pénéplaine pliocène.

Les failles et flexures appartiennent généralement à des systèmes que l'on peut suivre vers le N sur quelques centaines de kilomètres. La péninsule de Fleurieu, ou Chaîne du Mt. Lofty, est un horst, comme le prétendait déjà C. FENNER en 1930. Il coïncide avec la zone exondée au Tertiaire. Il est donc probable que ces grandes lignes directrices sont anciennes et qu'elles ont déterminé la répartition des mers au Tertiaire et peut-être au Crétacé (fig. 19).

Le Pleistocène est généralement transgressif sur les failles et nous n'avons pas remarqué, dans la région étudiée, de rejeu plus jeune. Cependant, le très récent tremblement de terre d'Adélaïde prouve que l'activité tectonique se poursuit encore de nos jours.

La morpholgie de toute l'Australie méridionale est dictée par ces failles, rendues encore plus visible par la fracturation de la pénéplaine pliocène. Sur la feuille Milang, l'exhumation des grandes vallées glaciaires du Permien crée une topographie spéciale où l'analyse morphologique pour la détermination des failles devient plus aléatoire. Ainsi, le bord d'une auge glaciaire, tout comme le passage d'une faille, détermine une brusque rupture de pente et les accumulations par le vent des sables d'origine glaciaire vont, d'autre part, adoucir parfois la pente des rejets de faille.

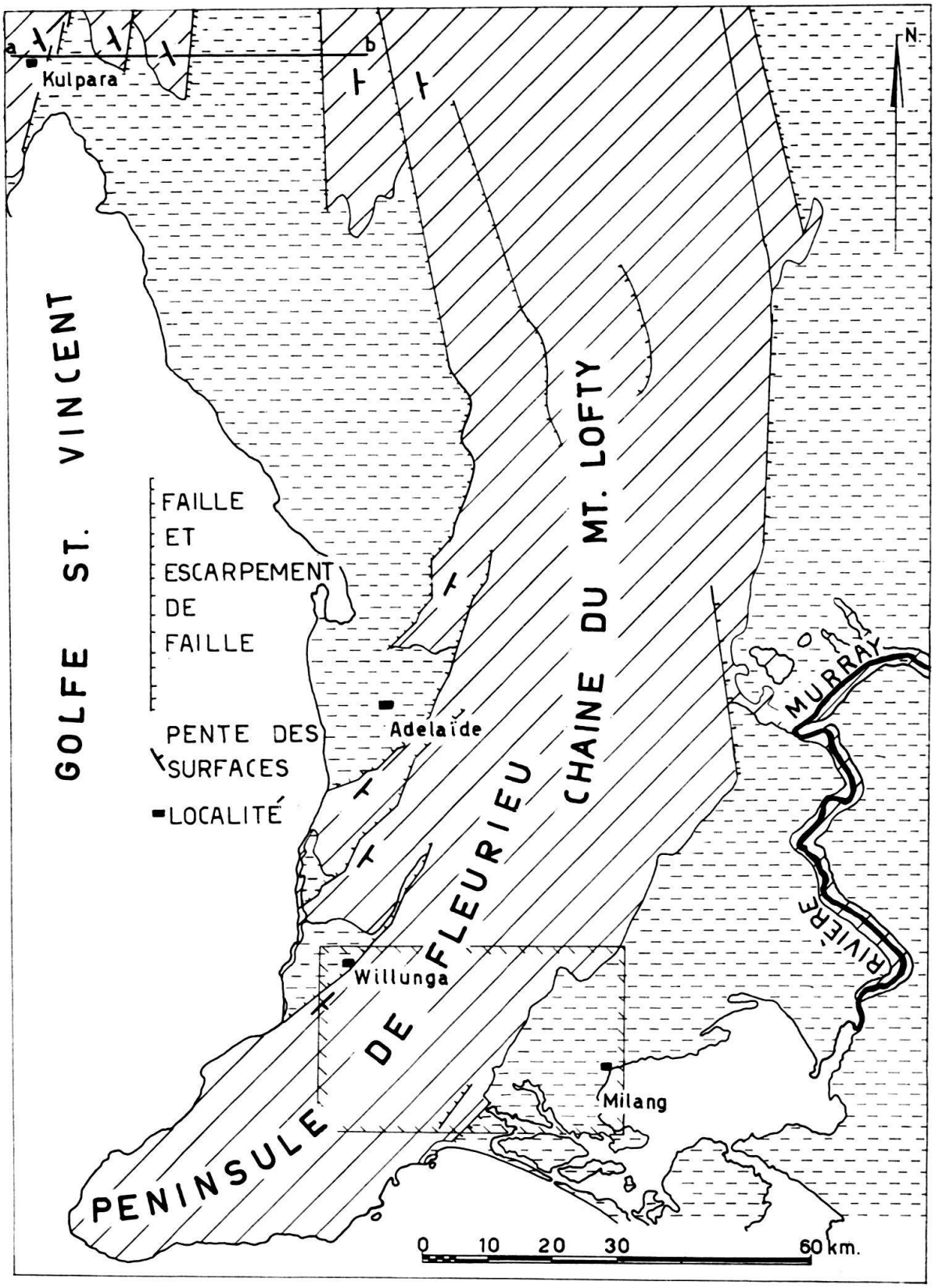
Nous étudierons successivement a) la faille de Willunga qui borde les affleurements des collines dans l'angle NE de la carte (feuille A'); b) les deux failles situées près des plaines quaternaires du Murray, dont l'une limite les affleurements des collines (feuille E'); c) les failles ou plis monoclinaux de la région de Wood Cone dont la direction est différente de celle des précédentes (feuille D'); d) la grande faille à décrochement important des Gorges de la Rivière Hindmarsh (fig. 21).

a) La faille de Willunga.

Cette cassure appartient à un système de failles, présumées normales, où la lèvre E est élevée par rapport à l'autre.

Ces failles se marquent par un escarpement faisant face à l'W. Ce trait morphologique est particulièrement visible là où la faille a déplacé la surface plane et latéritisée du Pliocène (fig. 14).

Fig. 19. Esquisse tectonique de la région des Monts Lofty et de la péninsule de Fleurieu, adaptée, avec quelques modifications, des cartes et publications du Département des Mines d'Australie méridionale.


a
b
Kulpara
N.
GOLFE ST. VINCENT
FAILLE
ET
ESCARPEMENT
DE
FAILLE
PENTE DES
SURFACES
LOCALITÉ
Adelaïde
CHAINE DU MT. LOFTY
MURRAY
RIVIERE
Willunga
PENINSULE DE FLEURIEU
Milang
0 10 20 30 60 km.
TERTIAIRE
ET TERRAINS
PLUS ANCIENS
QUATERNAIRE

Dans la région étudiée, comme ailleurs dans le S de la Péninsule, les failles sont orientées à peu près SW-NE. Plus au N, à partir de la localité de Gawler, elles prennent une direction proche de N-S (fig. 19).

Ces failles sont disposées en échelon, chacune montrant son rejet maximum au NW du précédent, dans la portion S de la Péninsule. Plus au N, les maxima se relient au NNW les uns aux autres. La surface pliocène disloquée rejoint la faille suivante avec un pendage marqué. L'ensemble donne donc, en section, un profil en dents de scie comme si les failles corrigeaient la pente de la surface. Cette dernière se fait donc vers l'E et le SE.

Suivons ce dispositif jusqu'à la latitude du fond du Golfe St. Vincent (feuille Wakefield, R. C. Horwitz 1957). Une coupe normale à la direction des failles donne un profil très suggestif. Les dépôts de latérite n'existent pas, mais la surface inclinée est donnée par les dépôts préoligocènes à pisolithes lisses. Une coupe passant par la localité de Kulpara (fig. 19) traverse un graben: failles et surfaces inclinées possèdent des accidents symétriques de part et d'autre du graben. Le premier escarpement vers l'E est la faille la plus occidentale des cassures du système de Willunga. En coupe, les surfaces dessinent donc un anticlinal disloqué.

C. Fenner, en 1930 déjà, considérait la région du Golfe St-Vincent comme un graben. La pente des surfaces montre qu'il affecte un bombement anticlinal à axe faiblement incliné vers le S. Il en est la clef de voûte effondrée.

La faille de Willunga a, dans la région étudiée, un rejet qui dépasse 300 m. On ne voit pas la surface pliocène de la lèvre abaissée. Plus au N, (feuille Echunga, R. C. Sprigg 1953) la pente axiale fait ressortir le Pliocène; le tracé de la faille est alors connu avec exactitude. Dans notre région, les dépôts quaternaires couronnent tout le bloc W; ils recouvrent même généralement la ligne de faille, le regard de faille ayant reculé par érosion. La position de la cassure devient alors imprécise.

La faille n'est pas rectiligne mais brisée et deux de ses segments se voient sur la surface étudiée; d'autres existent plus au N, sur la feuille Echunga. Les autres failles de ce système ont le même caractère. Dans l'ensemble de la Péninsule de Fleurieu, la ligne brisée qui est la trace actuelle des failles semble être une résultante de deux systèmes de cassures dont l'un tendrait à modifier l'orientation de l'autre pour donner une trace épousant les bords de l'ancien socle Yilgarnia. Les deux tronçons passant sur la feuille Milang se rejoignent à la localité de Willunga. Le tronçon S peut être placé avec précision, car les affleurements des terrains cambriens s'arrêtent souvent, suivant une ligne droite, parfois marquée par une légère rupture de pente. Le tronçon N fait un angle d'environ 10° avec le précédent et tend à une direction plus N-S. Le Quaternaire recouvre la trace de la faille et la rupture de pente a reculé par rapport à sa position initiale; son tracé est peut-être plus complexe que celui du tronçon S.

Cette différence d'érosion indique soit que le trançon S est plus jeune que l'autre, soit qu'il a rejoué à une date plus récente. Celà est en accord avec les observations de B. Campana et B. Wilson (1953) sur le prolongement S de la faille de Willunga. Là, les failles sont généralement antépleistocènes, localement pourtant, les dépôts de cet âge ont été disloqués.

Comme nous l'avons vu, plus au N et surtout à la latitude de la fermeture du Golfe St.-Vincent, les failles sont accompagnées par des inclinaisons (ou bombements)

des surfaces tertiaires. L'inclinaison persiste sur la feuille Milang. Par contre, en s'éloignant de la faille vers le SE, les surfaces deviennent horizontales

b) Les deux failles près des plaines quaternaires du Murray.

Les failles de Willunga se rattachaient à un système bien défini. Il n'en est pas de même pour celles du Murray, cela résulte du peu d'observations possibles dans ces régions.

1) Nous décrirons d'abord la faille qui limite les affleurements du socle cambrien-précambrien des plaines tertiaires et quaternaires du Murray.

Cette faille a une direction SW-NE et se suit depuis le bord S de la carte jusqu'à l'embouchure de la rivière «Currency Creek». Sa présence est basée sur des critères morphologiques. En effet, les affleurements du socle se limitent le long de la plaine suivant un talus rectiligne, abrupte et élevé. On ne voit pas, hormis une faille, un autre phénomène susceptible d'expliquer la disposition décrite ci-dessus. Il ne s'agit pas d'un ancien trait morphologique permien car ce dernier est inconnu sous la plaine.

Il ne reste pas de dépôts latéritiques sur le socle près de la faille permettant de construire l'ancienne surface pliocène. Il n'est donc pas possible d'en déceler les déformations. Il existe, il est vrai, des latérites à 1 km environ au NW de la faille, mais elles sont localisées dans une ancienne vallée permienne et non sur la pénéplaine. Rappelons, que plus au NW, ces surfaces étaient horizontales avant d'accuser un pendage vers le SE, en approchant de la faille de Willunga.

La faille contre les plaines du Murray a une expression morphologique nette. Elle a donc rejoué récemment, comme celle de Willunga. Un autre point commun entre ces deux accidents est qu'ils se situent en bordure d'un bassin tertiaire. Ces deux failles semblent donc symétriques l'une de l'autre, encadrant un horst déprimé en son (centre) axe, ainsi que le montre la déformation de la pénéplaine pliocène. La disposition est bien établie au voisinage de la faille de Willunga. Le relèvement des surfaces vers celles du Murray demeure hypothétique, mais est confirmé par les rares renseignements obtenus concernant la pente des surfaces pliocènes.

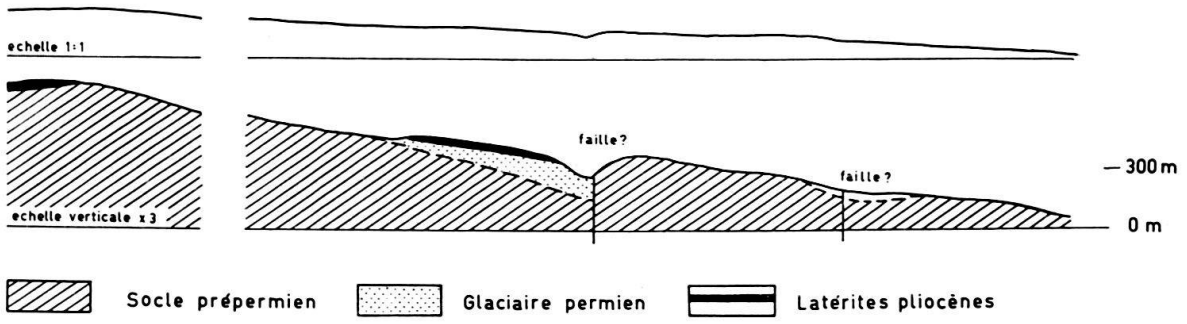


Fig. 20. Coupe en bordure des chaînes, près du bassin de Murray (en haut, échelle verticale = échelle horizontale, en bas, échelle verticale exagérée trois fois)

2) Une autre faille, à rejet inverse, se situe à environ 1 km au NW de la précédente et se suit sur 5 km à partir du bord S de la carte. Sa direction est NE. Cette cassure met en contact les roches du socle au SE avec le remplissage permien d'une vallée ancienne, coiffé de surfaces à pisolithes et de mesas latéritiques (fig. 20). Ici, la surface latéritisée ne remonte pas sur le flanc de la vallée glaciaire; elle plonge

nettement vers le SE jusqu'au contact du plan de faille ou s'horizontalise avant de l'atteindre.

Cette faille pourrait suivre un décrochement prépliocène et postpermien qui aurait rejoué lors de la dislocation des surfaces pliocènes, car il existe une structure ancienne qui s'étend plus au NE, en continuation. Dès la latitude de l'embouchure de la Finniss et de la localité du même nom, des latérites transgressent sur la trace de la faille en ne montrant que des ondulations de quelques degrés.

D'autres failles existent en bordure des plaines du Murray. (voir C. FENNER 1930, R. C. SPRIGG 1953, A. J. R. WHITE et D. THATCHER 1957). Là, comme pour la région étudiée, elles limitent les chaînes de collines en lignes remarquablement droites mais la surface pliocène est très érodée.

c) Les failles et plis monoclinaux de la région de Wood Cone.

Une faille à direction à peu près WNW-ESE déplace certains horizons précambriens. Elle se reflète, dans la couverture permienne, par des flexures. Tout près de celles-ci, un accident parallèle plisse le Pliocène.

La première cassure déplace deux bancs de quartzite à 1 km à l'W de Wood Cone (feuille D'). Là, il n'y a pas de rupture visible dans la couverture latéritique; dans la prolongation de la faille, le Permien est affecté car à l'WNW, (à 1 km au NW de Wood Cone dans la coupe de la route), les sables à galets du Permien accusent un pendage vers l'ENE. Ce pendage est faible, il atteint 20°.

L'autre faille, parallèle à la première, est située à environ 1 km au N. Là, on ne voit pas la roche prépermienne mais la latérite est, par endroits, redressée à la verticale.

Là où la faille atteint la route principale, Mt. Compass–Victor Harbour, la latérite s'incline vers l'ENE.

La première faille a donc joué avant le Pliocène et la seconde après. Ceci est aussi confirmé par le fait que la première n'occasione aucune marche visible dans la topographie, tandis que la seconde se remarque par une dénivellation.

Il est pourtant probable que la première faille ait une origine plus ancienne;

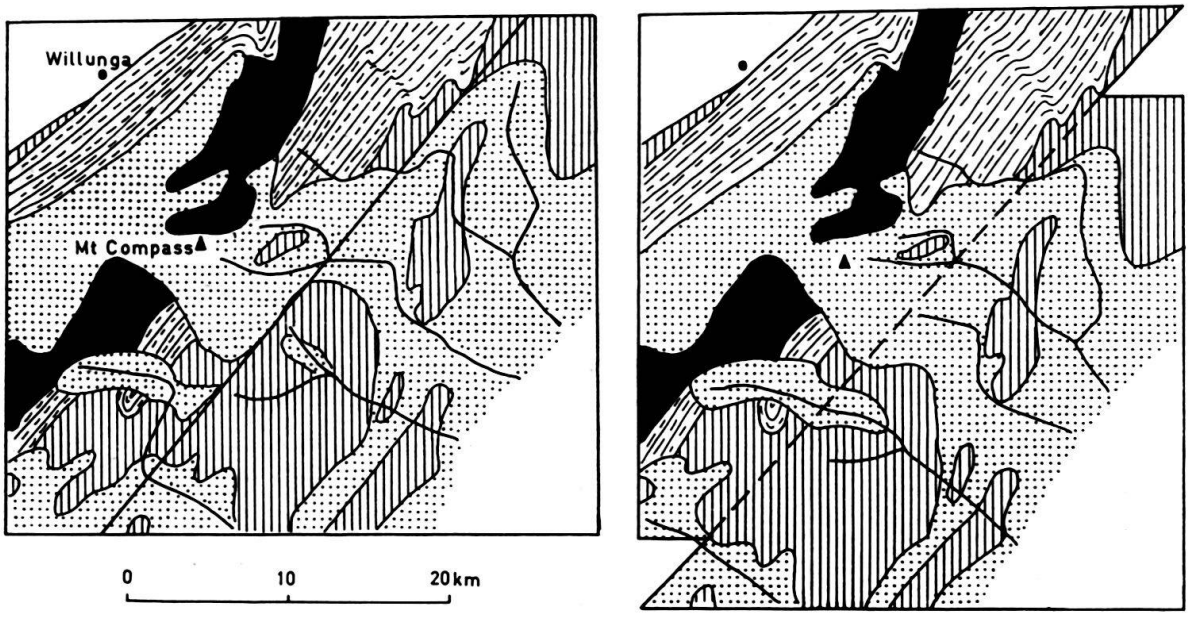


Fig. 21. Essai d'explication des coudes des vallées glaciaires par le jeu d'une faille

peut-être paléozoïque inférieure, car elle a un important rejet horizontal dans les roches prépermiennes.

d) Le décrochement important des Gorges du Hindmarsh.

Ce décrochement senestre décale de 6 km toutes les vallées permiennes. Il a été décelé par la comparaison du matériel glaciaire des différentes vallées, notamment celui de la vallée du Haut Hindmarsh et celui de Finniss Creek (fig. 21).

Ce décrochement n'a pas été contrôlé sur le terrain, nous ne pourrons donc pas le placer avec précision dans le socle prépermien. Mais rétablissons le dispositif tel qu'il était avant la cassure (fig. 21b). Les points suivants sont mis en évidence:

1) Les roches à tecture grossière du «Groupe du Kanmantoo», dans les régions de Tower of Babel et Peralilla Hills (feuille D'), se juxtaposent pour former une bande continue.

2) Le grand coude de la vallée glaciaire de l'Inman et du Bas Hindmarsh ainsi que les deux coudes de la vallée glaciaire de la Finniss sont éliminés. Les affleurements glaciaires du Haut Hindmarsh prolongent ceux du Currency Creek.

Le matériel morainique empiétant sur la faille, n'est pas en place, mais remanié.

3) La riviére de l'Inman se raccorde au Bas Hindmarsh après les gorges et les chutes de cette dernière, la rivière du Haut Hindmarsh au Currency Creek, et le début de la rivière Finniss au Tooperang Creek. Il se formera ainsi de grands cours d'eau qui suivent très exactement les anciennes vallées glaciaires.

4) La latérite pliocène n'est pas affectée par la faille.

Cette cassure se distingue donc des autres par l'absence de dénivellation des deux lèvres et un important rejet horizontal. Elle a en outre agi avant le Pliocène, sans rejouer postérieurement.

Le Quaternaire

Introduction

Nous grouperons dans ce chapitre, tous les dépôts plus jeunes que la surface latéritique pliocène.

Dans les régions avoisinantes, le Quaternaire est parfois faillé ou plissé. Ce n'est pas le cas dans la région étudiée où les dépôts de cet âge sont tous post-tectoniques. Seuls les mouvements isostatiques, occasionnant des variations des niveaux de base, sont responsables du démantèlement du Quaternaire.

Par analogie avec les régions voisines, certains dépôts sont groupés sous l'étiquette: Pleistocène. Ce sont d'anciens dèpôts de piedmont qui forment, dans les plaines quaternaires, des terrasses élevées ou des formations éoliennes anciennes. Ces deux types de sédiments sont parfois encroûtés par des carbonates qui ne se retrouvent qu'à l'état de matériel détritique dans les couches plus récentes. Nous ne savons pas si l'encroûtement est aussi pleistocène; c'est pourquoi nous préférons répartir ces dépôts en deux groupes: Quaternaire ancien à surface encroûtée et Quaternaire récent et actuel.

Le Quaternaire ancien comporte les dépôts de terrasses du niveau le plus élevé, des dépôts éoliens partiellement encroûtés et des couches de croûtes calcaires qui masquent souvent d'autres horizons.

Le Quaternaire récent comprend des sables de rivage, des alluvions récentes, des débris de pente et des sables éoliens, tous récents et actuels. Nous avons, en outre, groupé dans le Quaternaire récent, les anciennes surfaces et terrasses des rivières, plus basses que la surface pleistocène, car elles ne sont pas encroûtées.

Toutes les unités de ce chapitre ont été reconnues sur le terrain. Comme ce sont souvent des unités morphologiques, nous avons complété les levers à l'aide de photos d'avion.

Le Quaternaire ancien

a) Les grandes plaines sont constituées par du Quaternaire ancien. La surface en est remarquablement plane et elle n'est entamée que le long de certains cours d'eau importants et le long du rivage. En d'autres endroits les eaux de ruissellement ont recouvert d'alluvions récentes ces plaines anciennes de piedmont.

Lorsque ces dépôts recouvrent des formations calcaires tertiaires, la surface est criblée de dolines, par place avec une telle abondance qu'elle en est abaissée de 1 à 2 m.

L'altitude de la surface oscille entre 10 et 20 m. Elle se relève à l'approche des collines, sa pente augmente et elle peut atteindre, par exemple vers Willunga, jusqu'à 150 m d'altitude. Ce redressement de la surface du Quaternaire ancien n'est probablement pas déterminé par un rejeu de failles, car il se retrouve aussi dans d'autres cas, par exemple sur les bords de l'auge glaciaire dans les vallées permiennes même dans le cœur de la zone des collines.

Cette surface se suit bien entre les collines le long du cours de la rivière Finniss ou du Tookayerta Creek (feuille E'). Ces deux cours d'eau suivent la vallée glaciaire de la Finniss; de part et d'autre de l'axe de la vallée, la surface épouse la pente pour gagner le bord de l'auge glaciaire; cette dernière a donc aussi joué le rôle de bassin au Pleistocène comme au Néogène et comme aujourd'hui.

La surface pleistocène se suit donc jusqu'au cœur des chaînes, le long des cours de ces deux rivières. Dans d'autres vallées permiennes et le long d'autres cours d'eau se retrouvent d'anciennes surfaces bien marquées, mais il est impossible de les raccorder directement au niveau supérieur des plaines. Cependant, l'extension et l'aspect de ces surfaces nous inclinent à leur assigner le même âge.

Dans les régions où le niveau de base des rivières s'est fortement abaissé, l'ancienne surface est démantelée de façon très spectaculaire. Dans d'autres bassins par contre, dans les plaines de Mt. Compass par exemple, les variations ont été faibles, la surface pleistocène restée intacte est impossible à séparer des plaines alluviales actuelles.

La vallée glaciaire du Bas Hinsmarsh et de l'Inman ne contient presque pas de dépôts pleistocènes. L'érosion y est très active et la surface ancienne a été totalement érodée, à moins qu'elle ne s'y soit jamais formée. On observe que de nos jours l'alluvionnement y est insignifiant; la rivière emporte tout le matériel détritique. La surface pleistocène se trouve par contre très bien dévelopée dans une vallée latérale du Bas Hindmarsh (fig. 22), longeant la route Mt. Compass–Victor Harbour. Les terrasses dont la cote est de 100 m environ, dominent de 30 m le fond de la vallée. Relevons und disposition intéressante de cette ancienne surface. Sur le flanc W de la vallée, le niveau quaternaire ancien se relève, rejoint le sommet du flanc de

l'auge glaciaire et se poursuit au-delà sur la roche en place. Une surface analogue se retrouve sur l'autre versant de la rivière, mais cette fois, c'est du matériel permien qui est aplani sans dépôts récents. Ces surfaces, hors de la vallée, n'étant pas accompagnées de dépôts quaternaires, ne figurent pas sur la carte géologique.

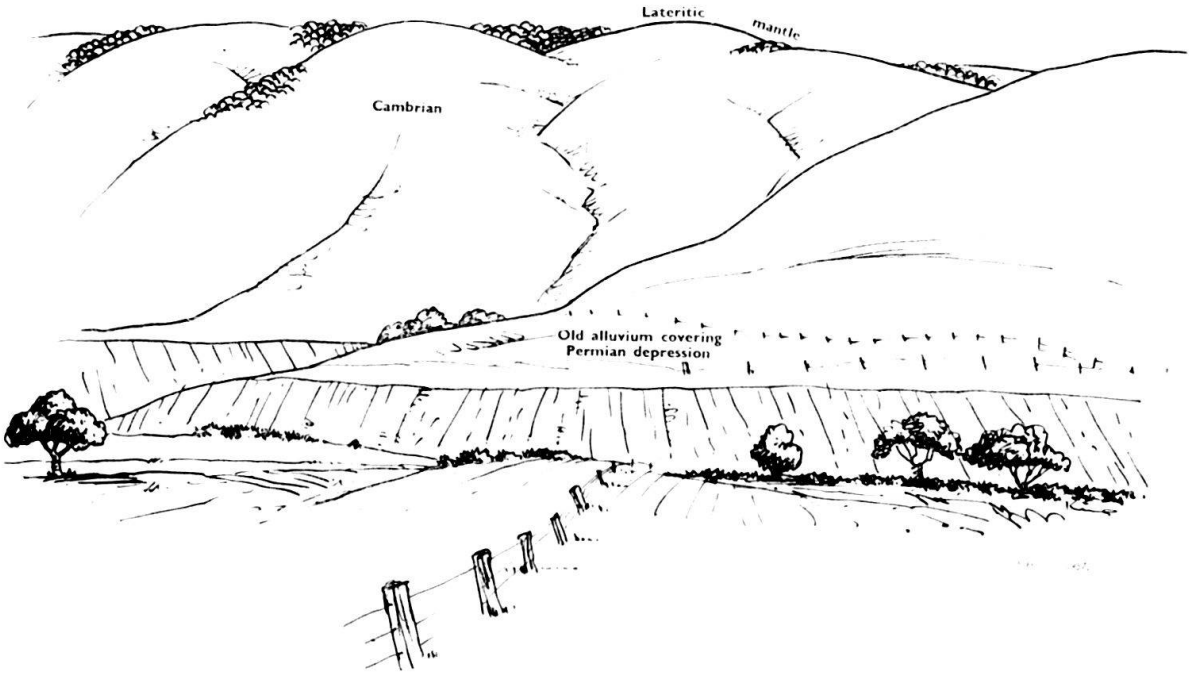


Fig. 22. Quaternaire ancien entamé.

Le versant de Willunga montre aussi des surfaces d'érosion prolongeant celle des dépôts pleistocènes; les roches du soubassement y sont calcaires et souvent encroûtées de carbonate secondaire.

Le col de confluence des glaciers du Haut Hindmarsh et de la Finniss est à 320 m. De part et d'autre du col, la surface pleistocène est à des altitudes inférieures. Les derniers dépôts pleistocènes avant les chutes du Hindmarsh sont à 250 m d'altitude. Il semble donc qu'au Pleistocène la rivière ait déjà coulé vers l'E contrairement à son ancêtre pliocène.

b) Les dépôts éoliens anciens et l'encroûtement calcaire.

Dans la région étudiée, comme dans une grande partie de l'Australie méridionale et de l'Australie occidentale, d'importants dépôts éoliens se sont accumulés, accompagnés d'un encroûtement calcaire. Depuis, le vent a redistribué les sables, et il reste, dans notre région, de vastes étendues encroûtées, squelettes des formations originelles. Là où les sables n'ont pas été cimentés et ont été enlevés, il apparaît une surface, souvent un lac salé, qui est à la même côte que la surface pleistocène. C'est ainsi que nous avons établi l'âge relatif de la surface et des dépôts éoliens.

Les dépôts forment souvent des collines allongées, en dos de baleine, parfois de plus d'un kilomètre de long et orientées ici W 15° N. Des observations faites en d'autres régions nous donnent la relation de la direction des vents avec l'élongation des collines. Sur la feuille Wakefield (R. C. Horwitz 1957) les obstacles ont déterminé la formation de dunes fixes orientées parallèlement au vent dominant. Il a

dû en être de même dans notre région, les dunes y étaient analogues, les vents dominants étaient donc W 15° N.

Comme pour la surface pleistocène, ces dépôts remontent le long des dépressions permiennes depuis la plaine quaternaire. Il s'en trouve encore dans la région au N de North Finniss.

Pour R. C. Crocker (1946) le carbonate encroûtant ces dépôts tire son origine première du matériel éolien apporté. Dans d'autres cas, il est fourni par les calcaires sous-jacents, ainsi s'explique l'encroûtement des calcaires précambriens de Willunga et tertiaire de Strathalbyn.

Sur la carte, nous n'avons pas distingué les croûtes des dépôts éoliens de celles qui couvrent les roches plus anciennes; dans ce dernier cas nous ne les avons cartographiées que là où elles masquent complètement la roche sous-jacente.

Le Quaternaire récent

a) Les sables éoliens.

Les sables décalcifiés pleistocènes dans la plaine quaternaire et les sables du Permien dans les collines, sont sujets à un remaniement continuel par l'action du vent.

Les accumulations de sables envahissent localement les escarpements regardant l'E, les talus encroûtés limitant les terrasses peuvent être de ce fait plus ou moins masqués. Il semble donc que le déplacement général de ces sables se fasse surtout de l'W à l'E dans la plaine quaternaire du bassin du Murray.

b) Terrasses fluviales, replats alluvionnaires, débris de pente.

Des terrasses fluviales postérieures à l'encroûtement sont fréquentes (fig. 23), elles sont plus entaillées par les rivières dans les plaines quaternaires que dans les collines.

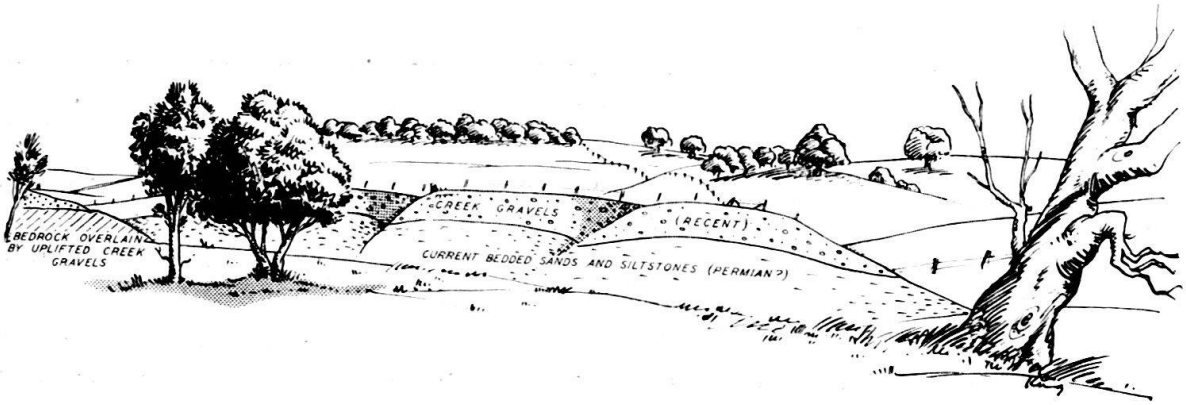


Fig. 23. Terrasse récente

Les replats alluvionnaires sont très fréquents sur les plateaux latéritiques, les bassins permiens et les plaines quaternaires. Les glissements de terrain sont rares en général, ils sont fréquents dans les phyllades du Marinoan et les couches à pyrite du Kanmantoo au N d'Ashbourne.

Summary

The region surrounding Mt. Compass is in South Australia, 50 km South of Adelaide. The continuation towards the S of the Mt. Lofty Ranges stretches across the region with a SW-NE orientation. It is thus bordered by two plains.

The Archaean outcrops in anticlinal cores. Gneisses have been retromorphosed to sericite and chlorite schists during lower Palaeozoic orogenic phases.

The Proterozoic sedimentary mantle is known as the Adelaide System, caracterised by a glacial sequence. The units are:

1) The Torrensian: detrital formations in the Mt. Compass area, mostly precipitated calcareous rock-types further N in the sedimentary basin.

2) The Sturtian: a) Lower glacial (tillites and conglomerates of marine and glacial origin); b) Interglacial (detrital with calcareous developments). Limestones and boulders beds are related. A possible explanation is that increase of temperature caused calcareous precipitation and sudden melting of ice cap.

3) The Marinoan: a) Upper glacial at the base, and b) a molassic facies at the summit.

The Cambrian is predominantly calcareous, locally fossiliferous.

Towards the E, a great thickness of detrital rocks are found: the Kanmantoo. It is a more geosynclinal Cambrian equivalent and transgressif on the Adelaide System. In this region, changes of facies also affect the Adelaide System. Orogenic movements ended during the Lower Palaeozoic.

The style of folding is complex, thrusts are frequent in older rock-types. There are fold axis oriented NE-SW, crossed by others, oriented N-S. The first form an overterned anticline that buts against the shield, thus moulding itself to it.

Permian glaciers have overdeepened broad valleys and filled them with moraine. This material has been considerably reworked since.

Next deposits are glazed iron pizoliths which pre-date the Oligo-Miocene transgression. Tertiary seas advanced into old Permian valleys from the W.

Continental conditions prevailed during the Pliocene. It is a laterized surface, depressed on top of Permian valleys.

An epeirogenic phase had a time of paroxism after Pliocene laterite formation. It determines broad arched folds, the anticlinal domes are collapsed, producing small grabens.

The faults that determined the horst and grabens are oriented NE-SW, in this region. They are thus parallel to those of the Lower Palaeozoic folds that mould themselves to the shield. A zig-zag in recent fault-lines might be due to this adaptation.

The distribution of Quaternary deposits is controled by horst-graben disposition and by rejuvenated old Permian glacial valleys. Pleistocene deposits are encrusted by calcareous material, whilst late Quaternary deposits are not.

BIBLIOGRAPHIE

BERSIER, A. (1938): *La subsidence dans l'Avant-Fosse Molassique des Alpes.* C. R. Acad. Sc. Paris, *206*, 445, 1938.

– (1950): *Les Sédiments Rythmiques Synorogénique dans l'Avant-Fosse Molassique Alpine.* International Geol. Congress. «Report of the Eighteenth Session Great Britain, 1948.» Part IV, 83–93.

CAMPANA, B. (1955): *The Structure of the Eastern South Australian Ranges. The Mount Lofty-Olary, Arc.* J. Geol. Soc. Aust., *2*. 47–61.

– & HORWITZ, R. (1956): *The Kanmantoo Group of South Australia Considered as a Transgressive Sequence.* Aust. J. Sci. *18*, 4, 128–129.

– & SUMMERS, K. (1954): *Geological Atlas of South Australia, Sheet Olary.* Geol. Surv. of S. Aust.

– & WILSON, B. (1954a): *The Geology of the Jervis and Yankalilla Military Sheets.* Geol. Surv. of S. Aust., Rept. of Invest. *3*. 1–26.

– (1954b): *Geological Atlas of South Australia, Sheet Jervis.* Geol. Surv. of S. Aust.

– (1954c): *Geological Atlas of South Australia, Sheet Yankalilla.* Geol. Surv. of S. Aust.

– (1955): *Tillites and Related Glacial Topography of South Australia.* Eclog. geol. Helv., *48*, 1, 1–30.

CRESPIN, I. (1954): *Stratigraphy and Micropalaentology of the Marine Tertiary Rocks between Adelaide and Aldinga, South Australia.* Australia. Bur. Min. Res. Geol. and Geophy., Rept. *12*, 1–65.

CROCKER, R. C. (1946): *Climatic history from Pliocene to Recent with special notes on the origin of major soil types in South Australia in relation to climatic and geological factors.* Bull. Aust. C. S. I. R. O. *193*. p 56.

DAILY, B. (1956): *The Cambrian in South Australia. El Sistema Cambrico su Paleogeograficia y el Problema de su Base.* Part 2. 20th Internat. Geol. Congress. Mexico, 91–147.

DAVID, T. W. E. (1922): *Occurrence of Remains of Small Crustacea in the Proterozoic (?) or Lower Cambrian (?) Rocks of Reynella, near Adelaide.* Trans. Roy. Soc. S. Aust., *46*, 6–8.

ETHERIDGE, R. (1890): *On some Australian Species of Archaeocyathids.* Trans. Roy. Soc. S. Aust., *13*, 10–12.

FENNER, C. (1930): *The Major Structural Features of South Australia.* Trans. roy. Soc. S. Aust., *30*.

HORWITZ, R. C. (1957): *Geological Atlas of South Australia. Sheet Port Wakefield* (sous presse).

HOWCHIN, W. (1904): *The Geology of the Mount Lofty Ranges. Part. I. The Coastal District.* Trans. Roy. Soc. S. Aust., *28*, 253–280.

– (1908): *Glacial Beds of Cambrian Age in South Australia.* Quart. J. Geol. Soc. Lond., *64*, 234–259.

– (1926a): *The Geology of the Victor Harbour, Inman Valley and Yankalilla Districts, with special reference to the Great Inman Valley Glacier of Permo-Carboniferous Age.* Trans. Roy. Soc. S. Aust. *50* (1926).

– (1926b): *The Geology of the Barossa Ranges and Neighbourhood in Relation to the Geological Axis of the Country.* Trans. Roy. Soc. S. Aust., *51*, 1–16.

– (1929): *The Geology of South Australia (Adelaide).*

LUCAS, G. (1942): *Description géologique et pétrographique des Monts de Ghar Rouben et de Sidi El Abed. (Frontière Algéro-Marocaine).* Thèse. Imprimerie Barneoud 1942.

LUDBROOK, N. H. (1957a): *Palaeontological Notes, Milang Military Sheet.* Dept. Mines, S. Aust. (Unpublished report).

– (1957b): *A Reference Column for the Tertiary Sediments of the South Australian Portion of the Murray Basin.* Journ. and Proc. Roy. Soc. N.S.W., (in press).

– (1957c): *Permian Foraminifera in South Australia.* Austr. J. Sci., *19*, 4, 161–162.

MADIGAN, C. T. (1925): *The Geology of Fleurieu Peninsula. Part. I. – The Coast from Sellick's Hill to Victor Harbour.* Trans. Roy. Soc. S. Aust., *49*, 198–212.

MAWSON, D. (1927): *Geological Notes on an Area along the North-Eastern Margin of the North-Eastern Portion of the Willouran Range.* Trans. Roy. Soc. S. Aust., *58*, 386–390.

– (1939): *The first Stage of the Adelaide series as illustrated at Mt. Magnificent.* Trans. Roy. Soc. S. A., *63*.

MAWSON, D. (1949): *The Late-Cambrian Ice-Age and Glacial Record of the Bibliando Dome.* Proc. Roy. Soc. N.S.W., *82*, 2, 150–174.

– (1949)a: *The Elatina Glaciation. A Third Recurrence of Glaciation evidenced in the Adelaide System.* Trans. Roy. Soc. S. Aust., *73*, 1, 117–121.

– & SPRIGG, R. C. (1950): *Subdivision of the Adelaide System.* Aust. J. Sci., *13*, 3, 69–72.

SEGNIT, R. W. (1939): *The Pre-Cambrian – Cambrian Succession.* Geol. Surv. of S. Aust., Bull. *18*, 1–191.

SELWYN, A. R. C. (1859): *Geological Notes of a Journey in South Australia from Cape Jervis to Mount Serle.* Parliamentary Paper (South Australia), No. 20 of 1859, 1–15.

SKINNER, J. B. (1950): *Unpublished Thesis for M. Sc, Degree.* University of Adelaide.

SPRIGG, R. C. (1949): *Thrust Structures of the Witchelina Area, South Australia.* Trans. Roy. Soc. S. Aust., *73*, 1, 40–47.

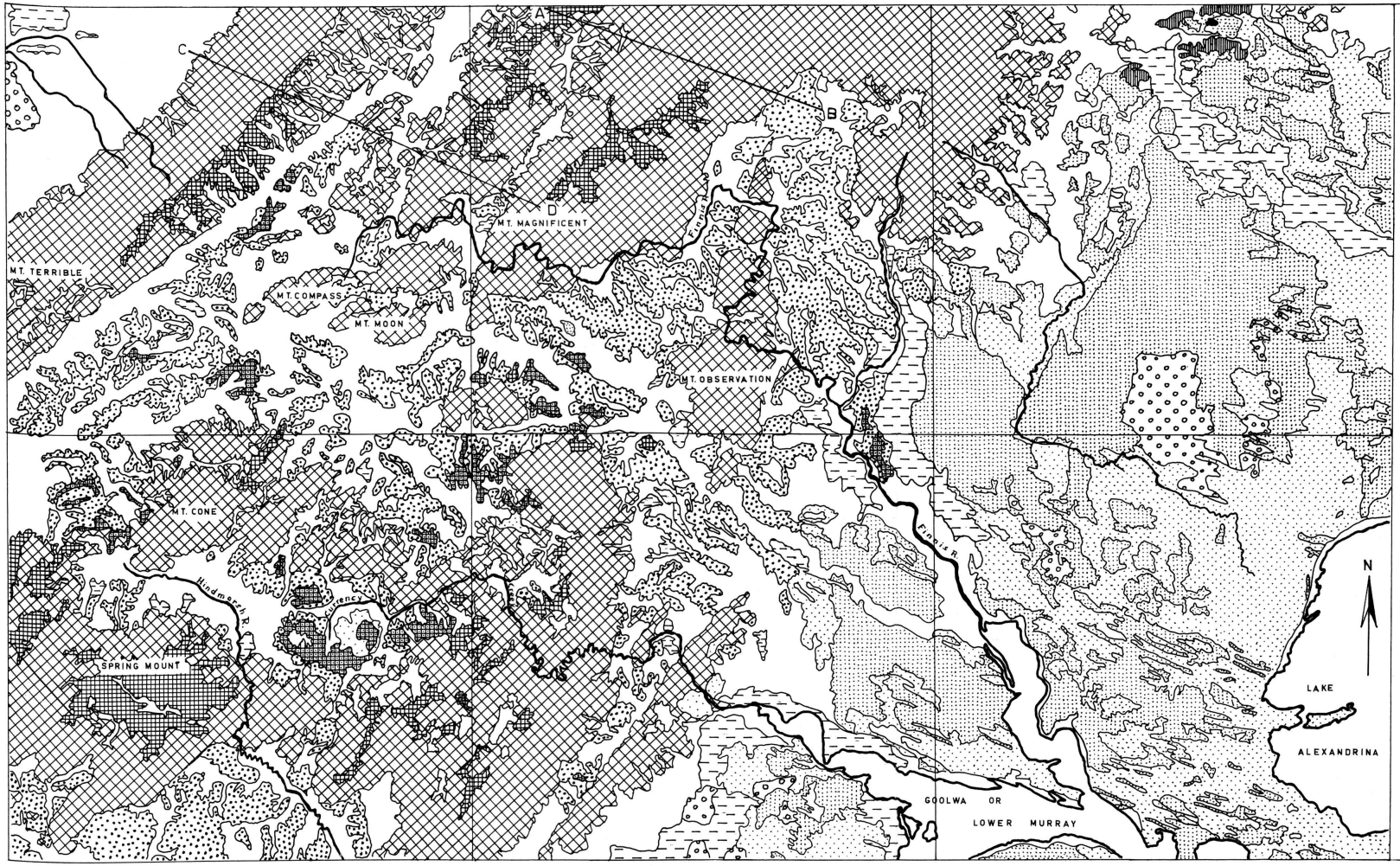
– (1952): *Sedimentation in the Adelaide Geosyncline and Formation of the Continental Terrace.* Sir Douglas Mawson Anniversary Volume, University of Adelaide, 153–159.

– & CAMPANA, B. (1953): *The Age and Facies of the Kanmantoo Group.* Aust. J. Sci., *16*, 1, 12–14.

– & WILSON, B. (1954): *Geological Atlas of South Australia, Sheet Echunga.* Geol. Surv. of S. Aust.

TEESDALE-SMITH, E. N. (1956): *Lexicon of South Australian Stratigraphy.* Dept. of Mines. South Australia 1956.

WOOLNOUGH, W. G. (1908): *Notes on the Geology of the Mount Lofty Ranges, Chiefly the Portion East of the Onkaparinga River.* Trans. Roy. Soc. S. Aust., *32*, 121–137.



Carte géologique schématique au 1:125000 de la feuille Milang

QUATERNAIRE RÉCENT

- Alluvions, débris de pentes, etc.
- Sables éoliens

QUATERNAIRE ANCIEN

- Alluvions, débris de piedmont
- Sables éoliens partiellement cimentés

PLIOCÈNE [LATÉRITES]

- Conglomérats et sables
- Surface altérée

MIOCÈNE ET OLIGO-MIOCÈNE

- Calcaires zoogènes sableux

PRÉ EOCÈNE

- Surface à pisolithes

PERMIEN ET PERMIEN REMANIÉ

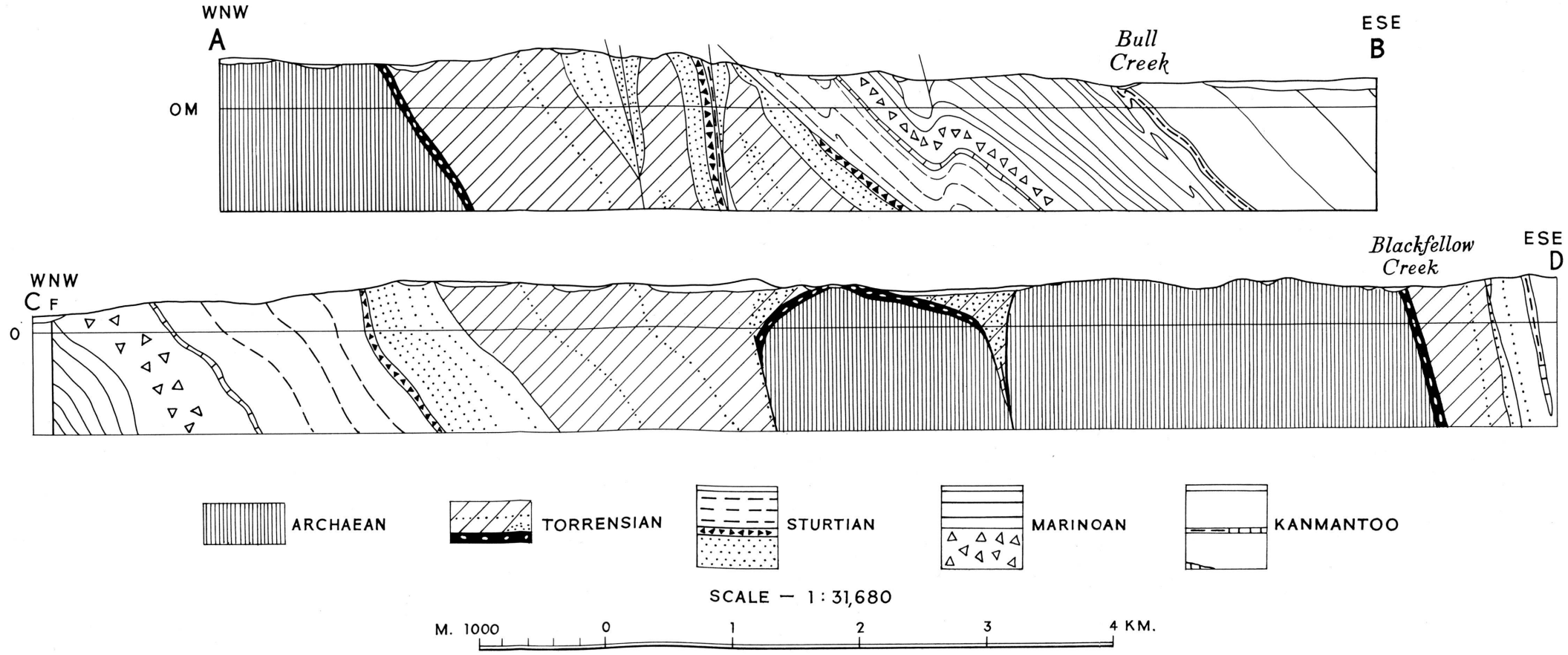
- Tillites, sables et conglomérats

SOCLE

- Roches solides
- Surface à dolines

A	B	C
D	E	F

Feuille MILANG

0 — 10 km

Coupes tectoniques au NE de Mt Compass